N° d'ordre
Série E

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA

FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT-FERRAND

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES (NATURELLES)

PAR

Jean-Pierre DÉVIGNE
Ingénieur-Géologue I.G.N.
Géologue-Principal de la F.O.M.

Première Thèse :

Le Précambrien du Gabon Occidental et Régions limitrophes en Afrique Équatoriale Française

Deuxième Thèse : *Propositions données par la Faculté.*

Soutenues le 19 avril 1958 devant la Commission d'examen

MM. M. ROQUES — *Président*
R. HOVASSE
P. LAPADU-HARGUES
M. ROUBAULT, *Professeur à la Faculté des Sciences de Nancy.* — *Examinateurs*

N° d'ordre
Série E

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA

FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT-FERRAND

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES (NATURELLES)

PAR

Jean-Pierre DÉVIGNE
Ingénieur-Géologue I.G.N.
Géologue-Principal de la F.O.M.

Première Thèse :

Le Précambrien du Gabon Occidental et Régions limitrophes en Afrique Équatoriale Française

Deuxième Thèse : *Propositions données par la Faculté.*

Soutenues le 19 avril 1958 devant la Commission d'examen

MM. M. ROQUES — *Président*
R. HOVASSE
P. LAPADU-HARGUES
M. ROUBAULT, *Professeur à la Faculté des Sciences de Nancy.* — *Examinateurs*

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546615_0007

UNIVERSITÉ DE CLERMONT-FERRAND

FACULTÉ DES SCIENCES

Doyen

M. DELANGE ..... Analyse supérieure.

Assesseur

M. RAMBAUD ..... Chimie Générale.

Professeurs honoraires

MM. HAAG .....Professeur à la Faculté des Sciences de Besançon.
JUNG .....Professeur à la Sorbonne.
MANDELBROJT .....Professeur au Collège de France.
GAUTHIER .....Maître de Conférence honoraire.

Professeurs

MM. DELANGE .....Calcul différentiel et intégral.
DUBOIS .....Physique Générale.
BLANC .....Mécanique rationnelle.
JAFFRAY .....Physique Générale.
RAMBAUD .....Chimie Générale.
RÉMY .....Chimie Industrielle.
TRUFFAULT .....Chimie Industrielle.
HOVASSE .....Zoologie et Biologie Animale.
CHAZE .....Botanique pure et appliquée.
ROQUES .....Géologie et Minéralogie.
LAPADU-HARGUES .....Minéralogie.

Professeurs sans chaire

MM. SAMUEL .....Mathématiques.
RAOULT .....Physique.
LUTZ .....Zoologie.
CHAMPAGNAT .....Botanique.

Maîtres de Conférences

MM. TAGLAND .....Physique.
DUPLESSIS-KERGOMARD .....Chimie.
PARIAUD .....Chimie-Physique.

Secrétaire

M. MERCIER

LE PRÉCAMBRIEN DU GABON OCCIDENTAL EN AFRIQUE ÉQUATORIALE FRANÇAISE ET RÉGIONS LIMITROPHES

par

Jean-Pierre DÉVIGNE
Docteur ès-Sciences
Ingènieur-Géologue I. G. N.

« ... Ces montagnes, appelées à disparaître, sont elles-mêmes formées, en grande partie, de matériaux arrachés à d'anciens reliefs qui ont totalement disparus. Ce sont des ruines de ruines...

« La mer est revenue sur l'emplacement de l'ancienne chaîne, et, comme pour sceller d'une pierre tombale sa définitive sépulture, elle a laissé se construire de puissantes assises de sédiments, lourd manteau d'oubli sur les monts disparus.

« C'est l'œuvre difficile et patiente des géologues d'exhumer ces vieilles montagnes, de reconstituer les chaînes démolies et de raconter leur histoire. »

Pierre Termier *(Le Temps)*.

AVANT - PROPOS

De 1945 à 1956, au cours de mes quatre séjours en Afrique Equatoriale Française, interrompus par des congés en Métropole, je dus m'occuper principalement des formations précambriennes du Gabon sud-occidental et de la partie congolaise du Mayombe, au Nord du fleuve Kouilou-Niari.

D'après les instructions de la Direction des Mines et de la Géologie de l'A.E.F., je fus chargé d'établir, en pool avec les géologues de la Société Pétrolière de l'Afrique Equatoriale Française (S.P.A.E.F.), successivement les cartes géologiques de Port-Gentil Ouest, de Mayoumba Ouest et de Mayoumba Est et de rédiger, avec leur collaboration, les notices de ces coupures au 1/500 000e.

C'est au cours de mes années d'Afrique que j'ai acquis mon métier de géologue de terrain et de pétrographe.

Lors de mon stage précolonial à l'Institut de Géologie de Nancy, mon apprentissage de géologue de terrain, à peine commencé, fut brutalement interrompu par le débarquement allié en 1944.

Notre Directeur et Professeur, Marcel Roubault, ne put achever l'initiation de ses élèves de l'année 1943-44. Mais, ils avait su nous communiquer sa foi en notre métier et nous inculquer des connaissances, qui me furent très utiles dans mes premières années africaines et je l'en remercie très vivement.

Confié trop peu de temps à mon camarade et ancien, N. Chochine, très fatigué par ses cinq ans de séjours consécutifs en A.E.F., je commençai en fait seul cet apprentissage dans des conditions techniques difficiles.

Armé d'un marteau et d'une boussole, je commençai cet apprentissage en sillonnant le Mayombe septentrional sur de vieilles pistes de chasse ou des pistes d'éléphants. Me suivait un trop petit nombre de manœuvres, bien insuffisant pour porter, dans une nature hostile, un matériel de campement désuet, lourd et inadapté aux missions géologiques pour de longues périodes d'isolement en brousse.

C'est ce contact brutal avec la nature que les Français de l'époque qualifiaient de « parachutage ».

Parachuté ? Certes ! dans un pays très accidenté, couvert de forêts, au cheminement difficile. Je ne possédais pour me guider que très peu de renseignements géologiques de mes prédécesseurs. J'étais à peu près dépourvu de renseignements topographiques. J'étais privé de moyens de locomotion automobile; leur absence me fit perdre un temps précieux dans mes premières

missions, car ils m'auraient été très utiles pour faciliter l'approvisionnement des porteurs, le transport de l'équipe indigène et du matériel d'un itinéraire éloigné à un autre.

Dans cette période qui suivit l'Armistice, j'aurais été même privé de conseils géologiques si je n'avais pu profiter de la proximité des centres fédératifs : Brazzaville et Léopoldville.

A plusieurs reprises, je vins solliciter des conseils auprès de P. Corin, Chef du Service géologique du Congo belge. Bien que très occupé, il me les accorda toujours très aimablement. De plus, comme les relations avec la Métropole étaient encore très difficiles et pour me permettre une étude pétrographique des formations plutonisées de ce Mayombe septentrional, il me fit confectionner des lames minces par les ouvriers indigènes de son laboratoire. Je l'en remercie beaucoup, car il me permit de débrouiller en partie les terrains complexes que j'avais parcourus. Je pus ainsi présenter en fin de séjour 1947 ma première notice : *Port-Gentil Ouest.*

Au cours de mes premiers congés, M. le Professeur R. Furon, du Muséum d'Histoires Naturelles, me reçut toujours très aimablement. En dépoussiérant sa collection d'échantillons 1930-31 du Gabon occidental, il me permit de comparer ses lames minces avec les lames minces de mes propres échantillons. Au cours de conversations amicales, il me procura d'utiles conseils. Je lui adresserai donc tous mes vifs remerciements.

Mais certes mon rodage géologique était encore loin d'être achevé. Cette première étude des séries précambriennes plutonisées était encore imparfaite.

Il est bien compréhensible qu'au cours des années suivantes, mon interprétation de ces vieilles chaînes gabonaises et congolaises aît évolué à l'appui de découvertes nouvelles.

Entre temps, avec la venue de jeunes camarades, s'était constitué le Service géologique.

Mes camarades A. Aubague, R. Boineau, J. Cosson, J.-J. Hausknecht, P. Nicolini, qui s'occupèrent des coupures voisines, apportèrent des éléments nouveaux au cours de leurs études de terrains.

Au centre géologique de Brazzaville, les longues conversations que nous avions, si elles étaient très animées, nous étaient très profitables. Chacun apportait le résultat de ses propres observations sur des formations homologues et les éléments nouveaux permettaient souvent d'orienter nos travaux futurs.

Mais personnellement je n'ai pu retirer ample profit de mes efforts et de mes travaux que lorsque le Professeur Maurice Roques m'acceuillit dans son laboratoire de la Faculté des Sciences de Clermont en fin 1953.

Le Professeur M. Roques avait ouvert son laboratoire aux jeunes géologues de la France d'Outre-Mer et leur faisait profiter de sa connaissance des grands problèmes centre-africains et de sa grande expérience des schistes cristallins.

Il consacra plusieurs heures à examiner les lames minces que je lui soumettais et à discuter des problèmes que me posait la géologie du Gabon méridional.

Au cours de ces discussions, trop brèves à mon gré, il m'aida à clarifier mes idées encore embrumées. Il suivit mes travaux sur le Précambrien des régions sud-gabonaises. Lorsque je lui fis part de mes dernières observations qui confirmaient l'ordre de succession géologique supposé, il m'encouragea à rédiger ce mémoire.

Je tiens à exprimer au Professeur M. Roques toute ma sincère reconnaissance et gratitude.

J'ajouterai mes vifs remerciements à Monsieur le Professeur P. Lapadu-Hargues, qui me fit profiter de ses idées originales sur le métamorphisme et la genèse des roches plutoniques, au cours de discussions amicales.

Je tiens aussi à remercier mes collaborateurs, A. Brénot et G. Lemaire, qui assurèrent dans les années 1954-1955, dans des régions difficiles du Mayombe, l'ouverture de layons d'une centaine de kilomètres. Ils étaient chargés en outre de la prospection et leur travail permit la découverte de nouveaux indices minéralogiques.

Je remercie mon camarade J.-Y. Scanvic, notre minéralogiste, qui voulut bien s'occuper à plusieurs reprises d'une partie des examens pétrographiques.

Je remercie enfin MM. les Géologues en Chef A. Obermuller et M. Nicklès qui m'ont permis de préparer la rédaction de ce mémoire au Centre géologique de Chatenay-Malabry. J'ajouterai mon amicale et vive gratitude pour les collaborateurs du Centre géologique de Chatenay : B. Leroy, P. Picot et B. Bessoles qui m'ont aidé par des travaux cartographiques, de microphotographie et de mesure d'âge absolu à l'illustration de ce mémoire.

INTRODUCTION

I

LES GRANDS TRAITS GÉOGRAPHIQUES

Les régions étudiées s'étendent sur 41 900 km². Elles sont occupées par des formations précambriennes couvrant une grande partie du Gabon occidental. Elles débordent ce cadre administratif en englobant le Mayombe congolais jusqu'au fleuve Kouilou.

Les formations précambriennes, faisant l'objet de ce mémoire, seront limitées par :

— au Nord : l'Equateur passant par l'ancien poste de Chinchoua;

— au Sud : le fleuve Kouilou;

— à l'Ouest : les séries sédimentaires côtières, sous lesquelles passe le flanc occidental de la Chaîne du Mayombe (arrière pays);

— à l'Est : les limites géographiques 10° 30′ pour la coupure Port-Gentil Ouest et 12° Ouest pour la coupure Mayombe Est, c'est-à-dire approximativement suivant une ligne brisée allant de l'embouchure du Komo, sous l'Equateur, jusqu'à Fougamou et de Mouila à Divénié en passant au SO du poste de M'Bigou.

LE RELIEF

Sans tenir compte des subdivisions politiques d'Ouest en Est, trois zones basses, vallonnées et trois chaînes de montagnes, sensiblement parallèles à la côte atlantique, alternent et constituent les traits orographiques marquants.

La plaine côtière :

C'est une vaste plateforme inclinée d'Est en Ouest, dont le profil ondulé est plus accusé vers la chaîne du Mayombe. En bordure de l'Océan Atlantique, cette plaine est basse, marécageuse et jalonnée de lacs et lagunes.

Vers l'intérieur s'étagent des collines qui se terminent souvent aux pieds du Mayombe par une dépression palustre.

En dehors de ces zones marécageuses, occupées par une flore à pandanus, palétuviers et

palmiers-bambous, cette plaine, entrecoupée de galeries forestières, est recouverte par les graminées de savanes.

Le Mayombe :

C'est une vaste et très longue chaîne. Elle s'étire sur près de 1 700 km depuis l'Angola jusqu'à l'Equateur, à travers le Bas-Congo belge, le Cabinda, le Moyen-Congo et le Gabon.

Cette chaîne, large d'une soixantaine de kilomètres au Moyen-Congo et au Gabon, se réduit au Nord de Lambaréné en un chaînon très étroit, bordé de part et d'autre par une couverture discordante sédimentaire côtière; elle se termine enfin, sous l'Equateur, par des Inselbergs.

Soumis à une pluviosité intense, le Mayombe est couvert par la grande forêt équatoriale aux essences recherchées.

Une érosion fluviatile très active le dissèque profondément.

Le Mayombe, dans notre région, est un ensemble de collines aux faîtes étroits et dont les pentes abruptes dévalent sur les vallées encaissées de grosses rivières torrentielles (Gongo, Noumbi, N'Douna, Douigni, Dogo, Obangué, etc.) et de leurs multiples affluents.

Sa retombée occidentale se dresse brusquement au-dessus de la plaine côtière pour se maintenir dans sa zone centrale à des altitudes de 350 à 450 m. Son flanc oriental, surélevé, va donner les plus hautes altitudes : 750 à 1 000 m, entre la route administrative Tchibanga-Mayoumba et la frontière des républiques du Gabon et du Moyen-Congo.

La plaine de Tchibanga :

C'est un long couloir d'une trentaine de kilomètres de large. Il communique au Sud avec le bassin du Niari par la vallée de la Loubomo; au Nord, il s'étrangle à la hauteur du 2e parallèle Sud et, par l'étroite vallée de l'Ovigui, se réunit à la plaine de Divénié-Fougamou.

Sa topographie est très influencée par la tectonique à plis isoclinaux entrecoupés de failles longitudinales et transversales.

Encaissée entre deux chaînes de montagnes parallèles, cette plaine de Tchibanga, à surface latéritisée, est couverte par les graminées de savanes et découpée en damier par les galeries forestières de cours d'eau qui convergent vers les deux grands collecteurs : le fleuve Nyanga et la rivière Moukalaba.

La chaîne d'Ikoundou :

Moins élevée que la chaîne du Mayombe, ce massif surplombe au SO la plaine de Tchibanga et au NE la plaine de Divénié-Fougamou.

Ce massif se découpe au SE en une suite de collines parallèles qui viennent se raccorder aux massifs schisto-gréseux du Moyen-Congo et du Bas-Congo belge.

Grâce à sa haute humidité ce massif d'Ikoundou est couvert par la sylve équatoriale.

Il a servi de lieu de refuge pour les groupes Bapounou, Bavoungou et Mitsogo, alors qu'au Gabon, le Mayombe a été rapidement déserté par la population indigène.

La plaine Divénié-Fougamou :

La tectonique relativement plus tranquille de son sous-sol se traduit en surface par un relief moins accentué que dans la plaine de Tchibanga.

En bordure de la chaîne d'Ikoundou, les couches schisto-calcaires encore plissées lui procurent une allure vallonnée qui s'efface en atteignant une dépression centrale, axe de cette plaine.

Ensuite, son flanc oriental s'élève en pente douce jusqu'au Massif du Chaillu.

Cette dépression centrale est traversée par la route du Gabon et elle est irriguée par la N'Gounié, la Nyanga et leurs tributaires.

Comme dans la plaine de Tchibanga, des galeries forestières entrecoupent de grandes savanes.

Le massif du Chaillu :

C'est un vaste dôme anticlinal de formations cristallophylliennes et de roches plutoniques. Cette plateforme, en grande partie couverte par la grande forêt, occupe la majeure partie du Gabon oriental et du Moyen-Congo central.

FLEUVES ET RIVIÈRES

Dans la partie septentrionale du Gabon occidental, la Billangone et le Remboué, qui déversent leurs eaux dans l'estuaire du Gabon, ont leurs cours soumis aux influences des marées.

L'*Ogooué* est un grand fleuve d'un millier de kilomètres qui prend sa source dans les plateaux Batéké. Avec un cours coupé de rapides, il traverse les régions cristallines et les terrains anciens du Massif du Chaillu et du Bouclier nord-gabonais. Il devient naviguable près de N'Djolé et reçoit sous Lambaréné, la rivière N'Gounié. Après avoir divagué dans les terrains côtiers récents par de multiples bras réunissant de vastes lacs (Azingo, Onangué, Ezanga, Azangué, etc.) ce fleuve se termine par un véritable delta.

La *N'Gounié* ou *Ouango,* avec ses 460 km de long, est un des plus gros affluents de l'Ogooué. Divisée au départ en deux branches principales, la N'Gounié occidentale et la N'Gounié orientale, cette rivière garde un cours torrentiel à travers tout le massif du Chaillu, où elle prend sa source. Dans ce même massif, elle y reçoit les deux Douaï. Sortant de ce massif près de Lébamba, elle conflue avec la Louetsié ou Louetché (la fille). Elle remonte alors vers le Nord-Ouest en longeant ce massif; dans cette nouvelle orientation elle reçoit successivement l'Ouano ou Oano (le fils) qui vient de franchir les chutes Demars et l'Ogoulou, après le Saut Cholet.

Sur sa rive gauche, elle rencontre près de N'Dendé, la Dolé, descendue du Massif d'Ikoundou.

Son cours devient momentanément navigable entre Mouila et Fougamou. Des rapides en interrompent la circulation entre Fougamou et Sindara. A partir de ce poste forestier de Sindara cette rivière redevient navigable jusqu'à l'Ogooué et reçoit d'importants collecteurs comme l'Ikoï, l'Ovigui et les Diala.

La *Nyanga* est un fleuve d'environ 300 km de long. Des processus de capture, invoqués par V. Babet, ont modifié, sous toute vraisemblance, le cours de ce grand fleuve et lui ont donné son aspect composite actuel. Descendu des Monts Birogou dans le Massif du Chaillu, ce fleuve traverse d'abord les terrains cristallins en direction sensiblement Nord-Sud. A partir de la Chute Mouvoungou, près de Divénié, son cours s'infléchit vers le SO en pénétrant dans les savanes schisto-calcaires de Kala Nyanga. Il serpente ensuite entre les petites collines schisto-gréseuses du Pali, de Gono, du Fouari, etc. avant de traverser le Massif d'Ikoundou à travers le « Défilé de Mitoungou ». A la sortie du défilé sur la plaine de Tchibanga, la Nyanga reçoit de grandes rivières comme le Voungou et la Douli; ces deux rivières coulent dans des vallées à fond plat qui servent aussi bien aux affluents de la Nyanga qu'à ceux du Niari. L'absence de seuils importants entre ces deux grands fleuves laisse supposer une communication ancienne.

Ensuite la Nyanga remonte brusquement vers le Nord-Ouest pour s'infléchir d'Est en Ouest en pénétrant dans la chaîne du Mayombe et après avoir conflué avec la Moukalaba. Cette dernière rivière est formée de la jonction de deux grands collecteurs, la Moukalaba Dougogou et la Moukalaba Ganzi.

Pendant toute la traversée du Mayombe, le cours de la Nyanga est redevenu torrentiel mais, à partir du rapide Igotsi Nyanga, ce fleuve s'étale en larges méandres jusqu'à l'Océan

Atlantique. Dans cette partie basse, la Nyanga est navigable en toutes saisons pour des remorqueurs de petit tonnage.

Les rivières du Mayombe :

Soumis à une humidité à peu près constante d'un bout de l'année à l'autre, le Mayombe a un réseau hydrographique très dense. Rapidement se créent des rivières et des fleuves côtiers importants dont le cours a épousé les influences tectoniques. Presque toujours ces rivières et ces fleuves côtiers (N'Douna, Djoungou, Douigni, Douaou, Rembo N'Dogo) n'atteignent pas directement l'Océan, mais déversent leurs eaux dans des zones marécageuses, lacs et lagunes. La plupart de ces cours d'eau ne sont pas navigables. Certains sont toutefois flottables pour les bois industriels sur une partie de leurs cours (Obangué-Rembo N'Komi, Rembo N'Dogo, etc.).

CLIMAT

Cette région soumise aux alizés a un climat typiquement équatorial ou « guinéen ».

Dans les parties élevées règne une forte humidité à peu près constante toute l'année. Dans les parties basses, le régime climatique est plus rythmique et on distinguera :

— Une grande et petite saisons sèches, séparées par une petite et grande saisons des pluies. Ces dernières sont marquées par les tornades équatoriales

POPULATION

Tous les groupes tribals (Fang ou Pahouins, Bakélé, Eschiras, Galoa, Pongwé, Banzabi, Bapounou, Bavoungou, Baloumbou, Bavili, Bayombé, etc.) appartiennent au rameau Bantou.

En dehors des centres administratifs, forestiers et miniers, les indigènes vivent en petits groupes familiaux restreints et réduits le plus souvent à une famille. Cette famille est répartie à l'intérieur du « pindi » ou campement de deux ou trois cases.

Ils vivent essentiellement du produit de leurs cultures : manioc doux *(Manihot utilissima)* et manioc amer *(Manihot edulis)* préalablement roui pour en chasser l'acide prussique; le bananier *(Musa sapientium et Musa paradisiaca);* les ignames *(Dioscorea alata);* les taros *(Arum esculentum);* les patates douces *(Convolvulus Batatas);* la grande banane ou plantain, appelée vulgairement : banane-cochon.

Dans les savanes, ils pratiquent assez couramment la culture de l'arachide *(Arachis hypogea)* ou « pinda ».

L'élément azoté est fourni par la viande de chasse et par la pêche, fructueuse dans les grandes rivières et les lagunes.

L'élevage est réduit à quelques ovidés, capridés et gallinacés. Ces produits d'élevage sont plutôt un signe de richesse qu'un élément essentiel de la nourriture carnée.

LA FAUNE

Les singes, gorilles, chimpanzés, mandrilles, lémures, vivent dans les zones boisées, mais s'installent en général à proximité des plantations humaines qu'ils parasitent.

Dans la grande forêt, on rencontre encore le pangolin au corps couvert d'écailles, de petits lézards gris ou tachetés de diverses couleurs, les « margouillats », des caméléons, des varans, des tortues terrestres, des salamandres. Les potamochères ou « cochons sauvages » y vivent en petites familles.

Les antilopes et les buffles vivent de préférence dans les galeries forestières à proximité des savanes; leurs migrations sont suivies par la panthère.

Les grands éléphants circulent dans les grandes savanes marécageuses côtières et viennent dévaster les plantations humaines. Dans la grande forêt du Mayombe, vit une variété plus petite qui trace sa route en franchissant les lignes de crêtes.

Dans les grottes s'entassent les roussettes ou chauve-souris géantes, dont la chair est très recherchée par les indigènes. Dans les trous rocheux viennent gîter les porc-épics dont la chair est très recherchée.

Les hippopotames sont localisés dans les grands fleuves, dans les lacs et lagunes. Dans les grands fleuves, on trouve aussi de nombreux crocodiliens.

A peu près partout, en savane ou en forêt, les variétés de serpents sont venimeuses, à l'exception toutefois du python.

LA FLORE

Dans les zones basses et lagunaires prolifèrent les palétuviers *(Rhizophora mangle)* et les papyrus *(Cyperus papyrus)*.

Le long des cours d'eau se sont installés des palmiers bambous *(Raphia vinifera)* et des *Pandanus*.

Sur les anciennes aires habitées se sont implantés les palmiers à huile (*Eloeis guineensis*).

Dans la grande forêt on trouvera des kolatiers, des bois de santal *(Pterocarpus angolensis)*, des bois rouges dont le *Pterocarpus erinaceus*, des copaliers, des okoumés, des kambalas ou irokos, plus rarement des acajous, des ébéniers, des mandji et des moabi. Parmi les espèces de lianes utiles, on rencontrera les lianes à caoutchouc des genres *Landolphia, Carpodimus* et *Clitandra*.

II

TRAVAUX GÉOLOGIQUES ANTÉRIEURS

A la fin du siècle dernier, la Compagnie Internationale Africaine, sous direction belge, installait des protectorats commerciaux sur la côte atlantique et sur le flanc ocidental du Mayombe, entre le Cabinda et la Lagune de Setté Cama.

Cette compagnie attira de nombreux voyageurs étrangers, géographes et géologues.

Les premiers renseignements géographiques et géologiques sur cette région furent donnés par des explorateurs allemands.

En 1873-1874, le Dr Güssfeld remonta la Nyanga en pirogues sur une partie importante de son cours.

En 1875-1877, le Dr Pechuel-Loesche, Professeur à l'Université d'Iéna, parcourait la région comprise entre Loango et le fleuve Nyanga. Il signalait (1876) des schistes cristallins dans les environs du poste de Baudoinville (Kakamoëka), des schistes cristallins dans la boucle de la Nyanga, des diabases à Ma Yumba, des schistes argileux et des calcaires dans la plaine de la Moukalaba et de la Nyanga (plaine de Tchibanga).

Il subdivisait les diverses formations rencontrées au cours de son voyage en quatre groupes principaux :

— un groupe de roches granitiques réputées archéennes,
— un groupe de schistes cristallins,
— un groupe de roches dites «schisto-calcaires»,
— un groupe de roches sédimentaires, secondaires, tertiaires et récentes.

Après la cession à la France, par le traité de Berlin de 1885, de ce territoire compris

entre le Cabinda et la lagune de Setté Cama, Pechuel-Loesche complétait ses observations sur le territoire libre du Congo et jetait les bases de la Géologie de l'Ouest de l'Afrique centrale.

Elles furent complétées et développées par E. Dupont, J. Cornet, puis F. Delhaye et M. Sluys. La stratigraphie du Bas-Congo belge fut reprise et parachevée par différents auteurs depuis 1940.

Après sa cession, le territoire situé entre le Cabinda et la lagune de Setté Cama fit l'objet de nombreuses reconnaissances plus géographiques que géologiques. Cholet, Chef de la zone du Niari, raconta dans ses lettres et récits, sa descente en pirogue du Kouilou-Niari. Sur ce même Kouilou, une mission franco-anglaise se terminait tragiquement en voulant franchir les rapides de Sounda.

Plusieurs missions conduites par des militaires (Lieutenant Dolisie, Capitaine Jobit, etc.) dressaient une esquisse géographique.

Dans ses ouvrages (1895-1908) l'Ingénieur des Mines Barrat fait mention des formations du Gabon Occidental qu'il considérait comme archéennes et paléozoïques par assimilation avec les séries de l'Europe.

Il signalait que, dans le Gabon sud occidental, le granite était très rare et ne se manifestait qu'en pointements isolés autour de Mayoumba. Sur un des dits pointements, au Sud de Mayoumba et près du rivage atlantique, il racontait l'anecdote suivante :

« Un pointement granitique était honoré par le marteau de tous les voyageurs parce qu'il était réputé renfermer des traces d'or libre ».

Je suppose que les voyageurs ont été nombreux et que le pointement émergeant des sables quaternaires était petit, car, au Sud de Mayoumba et près du rivage, il a disparu.

Ce sont ces renseignements, souvent erronés, qu'utilisèrent E. Delingette, E. Loir, M.E. Denaeyer pour établir les premières cartes géologiques de l'A.E.F.

Il faut attendre les années 1929-1933 pour trouver pour cette région des études géologiques plus exactes.

L'ouverture des travaux du chemin de fer « Congo-Océan » entraîna les reconnaissances géologiques de V. Babet, A. Amstutz, J. Lombard. Ces géologues retrouvèrent des successions analogues à celles décrites par J. Cornet, F. Delhaye, et M. Sluys.

En 1929-1930, V. Babet, en établissant la stratigraphie de la région du chemin de fer Congo-Océan, poursuivit ses itinéraires vers le NO et vint reconnaître le Schisto-calcaire et le Schisto-gréseux de la région de Tchibanga.

En 1930-1931, la mission R. Furon, V. Pérébaskine, B. Brajnikov donnait la première esquisse géologique et un cadre stratigraphique utile pour des travaux futurs. R. Furon (1931), en employant les termes utilisés par V. Babet, subdivisait les diverses formations sédimentaires et éruptives en cinq systèmes qui sont de la base au sommet :

1. Système cristallin et cristallophyllien.
2. Système métamorphique ou Quartzo-schisteux.
3. Système schisto-calcaire.
4. Système schisto-gréseux.
5. Sédiments postérieurs au système schisto-gréseux.

Il établissait ainsi une corrélation parfaite entre les séries caractérisées par les géologues dans la région du C.F.C.O. et ces séries du Gabon sud-occidental.

En 1931, A. Coulaty était envoyé par le Service des Mines le long du Kouilou pour y rechercher des carrières de pierres afin d'alimenter le ballast du Congo-Océan. Il donnait une description des diverses formations cristallophylliennes et éruptives entre Magne et Kakamoëka.

En 1933, H. Lagotala invoquait pour le conglomérat de base du Système schisto-calcaire, une origine glaciaire et qualifiait les poudingues de ce conglomérat du nom de « Tillites ».

En 1936, B. Choubert complétait les observations sur les roches éruptives de ce secteur en signalant des granodiorites dans la région de Fougamou-Sindara et des migmatites dans la région de Lambaréné. Pour les formations du Gabon septentrional et oriental, il donnait

un ordre de succession basé à la fois sur des critères sédimentologiques et métamorphiques.

En 1937, E. Aubert de la Rue, pour le compte de la Compagnie Equatoriale des Mines, poursuivait ses itinéraires au-delà du Kouilou et apportait des précisions nouvelles sur les diverses formations métamorphiques du Mayombe congolais.

En parcourant le Mayombe congolais en 1938, G. Bergé, Ingénieur des Mines et Géologue du Service des Mines de l'A.E.F., proposait un ordre de succession en deux séries lithologiques :

A la base :	1) Série cristalline	1. Gneiss. 2. Micaschistes principalement à biotite, quartzites et schistes graphiteux. 3. Quartzites blancs saccharoïdes.
Au sommet :	2) Série cristallophyllienne	4. Schistes soyeux (chloritoschistes et talc-schistes). 5. Phyllades avec lits de quartzites et parfois lits graphiteux.

Entre Magne et la rivière Noumbi, N. Chochine (1945) donnait des formations anciennes la succession suivante de la base au sommet :

1) quartzites lités feldspathiques;
2) quartzites, quartzites micacés ou sériciteux;
3) chloritoschistes, amphiboloschistes, épidotites.

Si l'ébauche stratigraphique de G. Bergé et de N. Chochine était intéressante, ces auteurs avaient conservé le défaut de la plupart de leurs prédécesseurs : baser leur succession sur la nature lithologique et le degré de métamorphisme. Cette méthode conduisait à placer dans un même niveau lithologique des couches stratigraphiquement différentes. Elle fut abandonnée; diastrophisme et cycles sédimentaires, cycles de migmatisation et de plutonisation servirent à définir séries et systèmes. Des noms géographiques locaux caractérisèrent les séries et des noms régionaux les systèmes.

A la suite de la mission 1952 des géologues du Secteur Sud de l'A.E.F., à laquelle s'ajoutèrent trois missions personnelles, Jean Cosson, faisant la critique des divers renseignements antérieurs, considéra que, dans la zone du C.F.C.O., trois systèmes se superposaient ainsi, de la base au sommet :

— *Système du Mayombe.*
— *Système des Monts Bamba.*
— *Système du Congo Occidental.*

Ces trois systèmes se parallélisaient aux systèmes définis au Bas Congo belge par L. Cahen et J. Lepersonne, qui sont de bas en haut :

— Système du Mayombe.
— Système de la Sansikwa.
— Système du Haut Shiloango, avec la Tillite inférieure du Bas-Congo à la base.
— Système schisto-calcaire, avec la Tillite supérieure du Bas-Congo à la base.
— Système schisto-gréseux.

Ces systèmes sont rassemblés en deux groupes :

— *le Groupe des Monts de Cristal,* avec le système du Mayombe et *le Groupe du Congo Occidental,* avec les autres systèmes.

En remarque, j'indiquerai que le Système du Congo Occidental en A.E.F. correspond au Groupe du Congo Occidental du Bas Congo belge, mais amputé du Système de la Sansikwa, homologue du Système des Monts Bamba.

Dans le secteur qui m'était dévolu, il m'apparaissait que cette subdivision en trois systèmes superposés était incomplète et que le Système du Mayombe, tel qu'il était décrit par les auteurs belges et français, ne correspondait pas à une seule et même période orogénique mais représentait deux ères orogéniques indépendantes.

C'est ce que nous allons tenter de démontrer dans les pages qui vont suivre.

PREMIÈRE PARTIE

ESQUISSES GÉOMÉTRIQUES

INTRODUCTION

Parmi les nombreux itinéraires que j'ai effectués au cours de mes tournées en Afrique Equatoriale Française j'ai choisi deux coupes pour les raisons suivantes :

— elles mettent en évidence un socle prémayombien qui jusqu'ici n'avait été que présumé,

— elles montrent la superposition des quatre systèmes précambriens qui font l'objet de ce mémoire,

— elles caractérisent presque toutes les séries de ces quatre systèmes,

— elles révèlent une tectonique hétéroaxiale du socle s'opposant aux tectoniques monoaxiales des systèmes sus-jacents,

— elles font entrevoir une certaine subordination structurale et tectonique entre les différents orogènes.

CHAPITRE I

COUPE DE MAYOUMBA A MAKONGONIO

Cette coupe a pour objet de faire apparaître quatre systèmes précambriens superposés, correspondant à quatre cycles orogéniques.

Elle présente l'avantage de montrer une opposition d'orientation tectonique très nette entre le premier système que j'appelle : *Système du Prémayombe,* et les systèmes sus-jacents.

Elle indique que les formations d'origine sédimentaire de ce premier système, se subdivisent en trois séries et s'associent à un « pluton ».

Elle fait entrevoir une remobilisation des éléments chimiques et cristallins de ce socle prémayombien au cours d'un cycle orogénique nouveau : *L'orogénèse mayombienne.*

Les groupes plutoniques des Monts Doudou et du Mayombe Septentrional, dont nous parlerons dans ce mémoire en dehors de cette esquisse géométrique, sont le résultat de ces remobilisations au cours de l'orogénèse mayombienne.

*
* *

Cette coupe n'emprunte pas d'un bout à l'autre les voies routières administratives : Mayoumba-Tchibanga, Tchibanga-N'Dendé, N'Dendé-Lébamba, Lébamba-M'Bigou.

Elle utilise un parcours brisé pour utiliser au mieux les renseignements actuellement connus.

— Un premier tronçon va du poste de Mayoumba aux camps de la Société Forestière de Mayoumba (S.F.M.), Doussa et Batoka. Il traverse les alluvions sableuses quaternaires, fait apparaître quelques pointements de roches volcaniques précambriennes et aborde, près du camp S.F.M. Doussa, le socle prémayombien.

— Un deuxième tronçon rejoint, de Batoka, la route administrative au village de Goumbou. Il passe par des formations migmatisées et plutonisées de ce même socle prémayombien.

— Un troisième suit la voie administrative depuis ce village Goumbou jusqu'au village Sanga forêt. Il montre les formations migmatisées et plutonisées du socle. Il fait apparaître quelques septa prémayombiens à métamorphisme banal. Il met en évidence la grande discordance tectonique et stratigraphique entre le Système du Prémayombe et le Système du Mayombe. Il permet de décrire en partie les séries du Système des Monts Bamba.

— Un quatrième quitte la voie administrative pour passer par la vallée de la Douvala et ne rejoint la route Tchibanga-Mayoumba qu'au village Sanga-plaine. Il montre la discor-

dance majeure entre le Système du Congo Occidental et le Système des Monts Bamba. Il traverse un des champs faillés en bordure de la chaîne du Mayombe. Il permet de décrire les deux séries glaciaires, quelques faciès de la Série de la Louila et l'étage inférieur de la série schisto-calcaire.

— Le dernier tronçon suit la voie administrative jusqu'à Makongonio. Il permet de décrire les trois autres étages de cette série schisto-calcaire dans la plaine de Tchibanga, les trois principaux niveaux de la série schisto-gréseuse à travers le Massif d'Ikoundou, les différents étages de la série schisto-calcaire dans la plaine de Divénié-Fougamou. A partir de Lébamba s'étend la Série de la Bouenza qui repose en grande discordance sur les lambeaux faillés de la Série de l'Oano.

I. — Le sédimentaire côtier

Dans cette région le sédimentaire récent est réduit à une couverture d'alluvions sableux quaternaires, en cordons littoraux régulièrement parallèles, et à des « golfes crétacés », essentiellement localisés dans les basses vallées des rivières du Mayombe.

Tous ces sédiments récents s'étalent sur une vingtaine de kilomètres de profondeur en une bande sensiblement orientée SE-NO et relient les formations homologues du « Bassin du Moyen-Congo » au SSE et du « Bassin du Gabon » au NO.

La route administrative Tchibanga-Mayoumba, point de départ de la coupe, traverse le sédimentaire côtier depuis Congo Mayombe, au bord de la lagune Banio, jusqu'aux premiers contreforts du Mayombe, domaine du Précambrien.

Cependant, en dehors de cette chaîne du Mayombe, on remarque que le substratum précambrien perce localement, sous la couverture quaternaire et crétacée, en pitoniots d'importance variable.

Au voisinage même de la coupe, le principal de ces pointements se dresse en bordure de l'Océan Atlantique et autour de la lagune Banio. Il est représenté par les pitons rocheux, de nature gabbroïque, du Poste de Mayoumba, de la Mission catholique, de l'Ile Itsimba et de Congo Mayombe.

Les roches de ces pitons, décrites par Pechuel-Loesche (1876) sous le nom de diabases, sont des gabbros à pyroxènes et olivine. Très souvent leurs plagioclases sont saussuritisés (zoïsite), leurs pyroxènes sont ouralitisés et presque toujours leurs péridots sont réduits à des squelettes ferrugineux.

Plus ou moins modifiées par métamorphisme et rétromorphose épizonaux, ces roches basiques correspondent, vraisemblablement, à une des phases volcaniques, apparues au cours de l'orogénèse mayombienne et lors de la sédimentation de la série de base, la Série de la Loukoula.

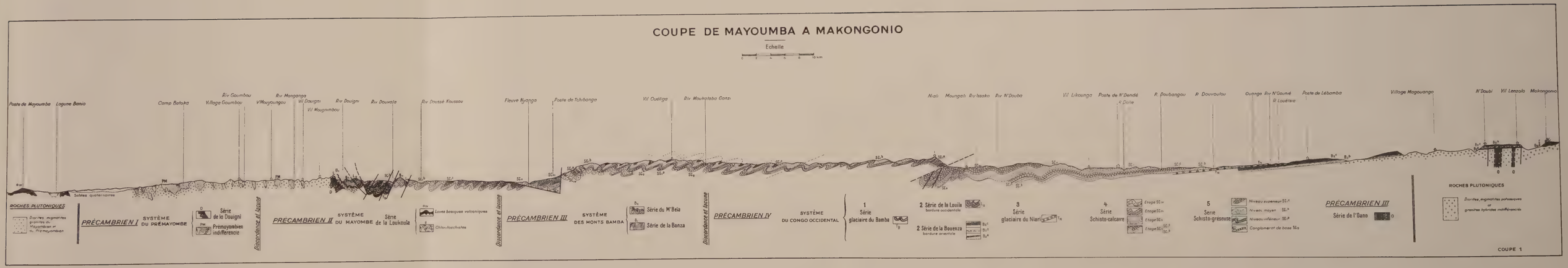
II. — Le Système du Prémayombe ou Prémayombien

Ces formations sédimentaires côtières, qui laissent transparaître localement le substratum précambrien, viennent s'appuyer au flanc occidental de la chaîne précambrienne du Mayombe.

Dans toute la région, franchie par la route administrative depuis la rivière Mouila Mamagne (km 68,800) jusqu'aux abords du km 42, se côtoient des faciès plutoniques divers, des faciès migmatiques variés et sporadiquement des schistes cristallins, appartenant à des lambeaux de séries cristallophylliennes. Ce même domaine peut être abordé : près de la

COUPE DE MAYOUMBA A MAKONGONIO

Echelle



plantation de café de Libounga; par les voies forestières de la Société Forestière de Mayoumba (S.F.M.) le long de la vallée de la Doussa, soit encore par la vallée de la Mirendi à proximité du camp forestier de Tandou Tséka de la Compagnie Agret.

Le long de la route Tchibanga-Mayoumba et dans le bassin de la Mirendi (Cie Agret) les septa cristallophylliens sont trop réduits et trop migmatisés ou plutonisés pour qu'il soit permis d'y discerner un ordre stratigraphique.

Par contre, dans le bassin de la Doussa (domaine de la S.F.M.) les lambeaux cristallophylliens ont conservé plus volontiers leurs faciès originels du métamorphisme général, leurs structures tectoniques et leurs relations stratigraphiques.

Dans ce bassin de la Doussa, un des principaux affluents de la Dounvou, les couches de schistes cristallins sont disposées en plis isoclinaux plongeant plus volontiers vers le NO et les lambeaux de ces divers schistes cristallins se relaient les uns les autres sur un alignement général constant, NE 50 à 55°, à travers la masse des couches métasomatisées.

Nous verrons par la suite que cet alignement des schistes cristallins est complètement opposé aux directions tectoniques des formations susjacentes.

On peut donc déjà supposer que ces schistes cristallins appartiennent à un même ensemble en grande partie plutonisé.

Le principal lambeau cristallophyllien actuellement connu dans ce bassin est le septum de Batoka. Ce septum a grossièrement la forme d'un quadrilatère d'environ 4 km^2. Il englobe le camp Batoka de la S.F.M., une partie des voies forestières R_1, R_2, R_4 de cette société, la région confluente des branches Doussa I et II, la portion de la R_{5bis}, qui traverse ce confluent.

Dans ce septum les schistes cristallins sont essentiellement représentés par des quartzites et par des micaschistes. Les couches de quartzites, associées à des bancs de quartzites micacés, occupent une position anticlinale. Ils sont recouverts par des couches épaisses de micaschistes verts, parfois passant à des variétés fortement graphiteuses (rapides de la Doussa I), parfois associés à des couches amphibolitiques (petit tributaire de la Doussa I, grand tournant de la R_2, etc.).

Ces deux ensembles superposés de schistes cristallins appartiennent à deux séries successives : *Série des Monts Kouboula,* à la base, et *Série de la Douigni,* au sommet. Les lieux qui servirent à les définir se situent en dehors de la coupe.

Les roches de ces deux séries ont des caractères pétrographiques constants. Les quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula sont d'une teinte gris clair très lavée, parfois très légèrement rosée; les reflets soyeux sont procurés par des paillettes de micas blancs. Tantôt ces micas parsèment les plans de stratification suivant la direction de foliation, tantôt ils constituent des lits réguliers peu épais.

Les micaschistes verts de la Série de la Douigni sont formés de l'empilement de grandes écailles phylliteuses, séparées par de très fines lames quartzeuses. Chaque « plaque » provient de l'intrication de lépidoblastes de chlorites (pennine) ou de biotites vertes plus ou moins décolorées, mêlées à des micas blancs (le plus souvent de la ferrimuscovite).

Les éléments essentiels des roches amphiboliques de cette même série sont constitués : par de l'amphibole verte, en partie ou en totalité décolorée, par des épidotes et plus rarement par du talc; leurs éléments accessoires, les phyllites et le quartz ont les mêmes caractères texturaux de recristallisation et de rétromorphose que ceux des micaschistes et des quartzites micacés.

Sur le flanc ouest ou sur le flanc est de ce quadrilatère de Batoka, les couches métasomatisées conservent l'alignement des schistes cristallins des deux séries précitées, c'est-à-dire la direction NE 50 à 55°.

En s'éloignant de ce quadrilatère de Batoka, cet alignement va persister dans tous les affleurements sporadiques des diverses variétés de schistes cristallins de ces deux séries.

Légèrement au NO de ce quadrilatère de Batoka, au carrefour des R_5 et R_{5bis}, aux affleurements de schistes cristallins précités de ces deux séries viennent s'ajouter quelques

bancs de gneiss plagioclasiques, à texture et litage fins, plus ou moins épargnés par la migmatisation.

La finesse de leur texture est soulignée par les lits très minces (0,5 à 1 mm d'épaisseur) de micas biotite verte, plus ou moins décolorée et associée à de la ferrimuscovite.

Ces gneiss présentent les mêmes caractères structuraux de rétromorphose et de recristallisation des roches des deux séries précitées : décoloration des biotites vertes; des amphiboles et des chlorites; ferrimuscovite néogénétique; quartz équigranulaires polyèdres en mosaïque. S'y ajoute la saussuritisation de leurs plagioclases, caractère rétromorphique constant, commun avec ceux des migmatites et plutonites dérivées.

Ces gneiss fins plagioclasiques ne constituent pas une variété aberrante, localisée à ce secteur, car on les retrouvera dans tout le bassin de la Doussa en lambeaux d'importance variable et même en dehors de cette coupe. Leurs septa apparaissent donc comme les témoins d'une ancienne série d'origine sédimentaire que je désignerai sous le nom de *Série de la Doussa.*

Leurs relations stratigraphiques avec les représentants des deux autres séries sont encore mal connues même dans le bassin de la rivière Doussa. Ces gneiss, en effet ne sont constamment visibles qu'en petits lambeaux noyés dans une zone de roches métasomatisées. Toutefois on constate qu'ils affleurent à proximité de bancs de quartzites ou de quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula et non au voisinage des micaschistes de la Série de la Douigni. Aussi, peut-on penser que cette série fragmentaire de gneiss est sous-jacente à celle des Monts Kouboula.

Comme d'autre part ces gneiss ont le même style de plissement, les mêmes pendages et le même alignement tectonique que les schistes cristallins des deux autres séries, j'estime que ces trois groupes de roches cristallophylliennes rétromorphosées appartiennent à un même ensemble d'origine sédimentaire.

D'autant plus que, dans les régions avoisinantes et jusqu'aux environs du km 42 de la route Tchibanga-Mayoumba, se retrouvent les traces éparpillées de ces trois groupes de schistes cristallins, conservant en tout point les mêmes caractères pétrographiques de recristallisation et de rétromorphose, la même allure isoclinale du plissement de leurs couches. On constatera, par contre, une inflexion de la direction de leurs plis de 55° NE à 20° NE et 10° NE en s'éloignant du bassin de la Doussa et en s'approchant du km 42, c'est-à-dire en venant à proximité des affleurements de la série inférieure du système sus-jacent.

*
* *

Ces quelques observations ont déjà permis de discerner dans cette région le schéma d'un ensemble cristallophyllien avant plutonisation.

Cet ensemble, que je nomme *Système du Prémayombe* ou *Prémayombien,* se composerait donc des trois séries précitées, se superposant ainsi de la base au sommet :

— Série des gneiss plagioclasiques, rétromorphosés, ou *Série de la Doussa;*
— Série des quartzites et quartzites micacés, rétomorphosés, ou *Série des Monts Kouboula;*
— Série des micaschistes, amphiboloschistes, épidotoschistes, etc., rétromorphosés, ou *Série de la Douigni.*

*
* *

Dans cette même région, à côté des séries cristallophylliennes, s'individualise, le long de la coupe, un pluton que je désignerai sous le nom de *pluton prémayombien.*

En effet, nous avons signalé précédemment que les roches de ces trois séries étaient incorporées, noyées, dans un ensemble de migmatites et de plutonites avec passage, plus ou moins progressif, à des faciès d'évolution métasomatique très hétérogènes.

Sur les collines qui dominent les vallées de la Doussa, de la Mavanga, de la Dounvou

et même de la haute Douigni, ainsi que dans ces rivières elles-mêmes et leurs tributaires, blocs et affleurements sont en majorité formés de roches métasomatiques, hololeucocrates, entièrement recristallisées et rétromorphosées.

Dans cet ensemble métasomatique, dérivé des schistes cristallins des trois séries prémayombiennes précitées, on distinguera deux groupes correspondant à deux phases de plutonisations distinctes et successives.

L'un comprend des anorthosites quartziques andésiniques, constituées essentiellement de plagioclases xénomorphes saussuritisés et d'une mosaïque de polyèdres de quartz, jointifs et sensiblement équigranulaires. Ces roches, dont le type a été pris dans le bassin de la Dounvou, semblent résulter d'une phase calco-sodique ancienne. Elles vont dominer vers la haute Moufoubou Moutsatsa et se rencontrer un peu partout dans les bassins de la Doussa, de la Mavanga, de la Louandou, etc. autrement dit dans le bassin de la Dounvou, leur principal collecteur.

L'autre groupe, marquant une phase potassique, est représenté par des granites à microclines albitisés, avec migmatites et bouffées pegmatitiques. Leur type a été choisi dans le Bassin de la N'Douna, en dehors de cette coupe. Mais, dans le cadre de l'esquisse géométrique, ces roches potassiques vont apparaître à peu près partout et cœxister avec les roches du groupe précédent, car elles en dérivent. En effet, elles résultent essentiellement du bourgeonnement de minéraux quartzeux et feldspathiques dans le fond anorthosique quartzique. C'est pour cette raison, qu'en dehors du bassin de la Dounvou, les roches du premier groupe ne se signaleront plus qu'en septa restreints ou seulement sous la forme d'un fond matriciel.

Dans ce fond primitif quartzo-plagioclasique, les modifications les plus simples se manifesteront par l'apparition de grands phénoblastes, blancs ou blanc rosé, de feldspaths nouveaux et de traînées sigmoïdes de quartz à reflet cireux. Ces grands feldspaths, conférant à ces roches granitiques une texture porphyroïde, sont le plus souvent des microclines troubles ou albitisés, à caractères métasomatiques nettement envahissants. Ces phénoblastes feldspathiques néogènes peuvent être aussi un oligoclase saussuritisé ou une albite fraîche corrodante.

Les traînées sigmoïdes de quartz représentent soit un apport quartzeux tardif soit la recristallisation sous tension d'un groupe de cristaux polyèdres de l'anorthosite ou de schistes cristallins migmatisés.

Nous signalerons que l'exagération du développement des phénoblastes feldspathiques et quartzeux conduit à la présence de « bouffées pegmatitiques » dans le haut bassin des Mavanga I et II. Ces « taches » de cristaux pegmatitiques sont inégalement réparties dans la masse plutonique grenue ou dans les couches migmatisées.

En dehors de la coupe, on retrouve des bouffées pegmatitiques semblables le long de l'ancienne piste indigène Bayadi à Mambi lagune.

Le Système du Prémayombe et le pluton mayombien entre le village Goumbou (km 65) et le km 42

Dans cette section, la route administrative serpente à travers la chaîne géographique du Mayombe et emprunte les vallées de la Goumbou, de la Mouganga et de la Douigni.

La majorité des roches y est représentée par une masse de migmatites et de plutonites très variées, où prédomineront des faciès structuraux migmatitiques : faciès œillé, embréchitique, rubanné, etc. soit avec des textures grenues, fines ou grossières, soit avec des textures porphyroïdes. Dans tout cet ensemble subsisteront localement des enclaves des séries prémayombiennes. Mais, au fur et à mesure que l'on se rapproche du km 42, on s'aperçoit que les relicts de gneiss de la Série de la Doussa deviennent à peu près inexistants, que ceux de quartzites de la Série des Monts Kouboula sont très rares et que, par contre, ceux de la Série de la Douigni restent relativement importants.

En outre, si les différents faciès hétérogènes de migmatites et de plutonites des deux

groupes plutoniques prémayombiens se retrouvent, avec leurs caractères structuraux et texturaux typiques, autour et dans les vallées de la Douigni, de la Goumbou et de la Mouganga, ils ne vont plus figurer en fait que comme des faciès relicts. Ils ont fait place, dans cette région, à des roches pétrographiquement nouvelles. Si certes dans ce secteur, entre ces nouvelles roches et les roches typiques des groupes prémayombiens, les différences ne sont pas encore très sensibles macroscopiquement, par contre l'analyse microscopique vient révéler de notables variations.

Les microclines, en phénoblastes ou granoblastes, ne sont plus troubles et albitisés, ils sont au contraire clairs et à quadrillage caractéristique chatoyant. Des plagioclases nouveaux se sont formés aux dépens des plagioclases saussuritisés. Le réseau de quartz en mosaïque a disparu au profit de grands cristaux envahissants de quartz. La biotite se recolore; la ferrimuscovite et la pennine disparaissent, etc.

Ces faciès plutoniques nouveaux, je les grouperai sous le nom de : *Groupe plutonique des Monts Doudou* et nous verrons par la suite que cet ensemble situé dans le substratum prémayombien représente des faciès remobilisés pendant le Mayombien.

Par ailleurs, dans ce nouveau pluton, on devra distinguer des faciès de :

granitisation, par bourgeonnements essentiels de quartz et de microclines, feldspaths potassiques, auxquel s'ajoutera celui de biotites et parfois celui de plagioclases acides ou relativement acides;

dioritisation par bourgeonnements fondamentaux de quartz et de plagioclases basiques du type andésine auxquels s'adjoignent ceux d'amphiboles vertes et de biotites vertes très colorées. On remarquera d'ailleurs qu'au voisinage des faciès métasomatiques de dioritisation les enclaves énallogènes amphiboliques sont nombreuses.

En conclusion, il conviendra de faire remarquer, dans cette région, l'intrication des divers faciés plutoniques et migmatitiques et le passage progressif du pluton prémayombien ou pluton mayombien.

Le Synclinorium du Mayombe du km 42 au km 37

A partir du kilomètre 42, la route abandonne ce vaste dôme anticlinal et s'élève rapidement au-dessus de lui pour franchir, jusqu'aux savanes de la plaine de Tchibanga, une région synclinoriale étroite, très accidentée, au relief acusé et aux dénivellations accentuées.

En la traversant, la coupe va mettre en évidence la superposition de deux ensembles distincts, discordants, d'origine sédimentaire et à métamorphisme épizonal dégressif : le *Système du Mayombe* (1), à la base, et le *Système des Monts Bamba,* au sommet.

Système du Mayombe dans le Synclinorium du Mayombe entre le km 42 et le km 41

Avec la montée du km 42, les formations migmatisées et plutonisées prémayombiennes disparaissent et leur succède alors une répétition monotone de chloritoschistes et de quartzites micacés, visibles seulement sur un kilomètre à peine.

Macroscopiquerent ces chloritoschistes et ces quartzites micacés se distinguent mal des faciès équivalents de la Série prémayombienne de la Douigni, surtout lorsqu'ils sont altérés. Cependant au microscope, on notera de très importantes différences structurales et, en particulier, l'absence de rétromorphose, qui est courante dans le Prémayombien.

Par contre une différence primordiale apparaît avec la complète anisotropie tectonique

(1) *Le Système du Mayombe* a été défini au Congo belge par L. Cahen. Nous verrons plus loin qu'au Bas Congo belge, on englobe également dans ce système les séries que j'ai distinguées sous le nom de *Système du Prémayombe.*

des séries prémayombiennes et des couches de cette nouvelle série, que je désignerai sous le nom de *Série de la Loukoula.*

Jusqu'ici les relicts cristallophylliens du Prémayombien, avec des plongements NO ou SE, étaient alignés sur une direction SO-NE de l'ordre de 50 à 55° dans le bassin de la Doussa, de 30 à 20° dans la vallée de la Goumbou et de 15 à 10° en s'approchant du kilomètre 42. Les couches de cette Série de la Loukoula, au contraire, ont un alignement de 323 à 340° Nm avec des pendages SO de l'ordre de 50 à 55°. Il y a donc entre ces deux ensembles à la fois discordance en direction et en plongement. Il convient d'indiquer en remarque que le contact direct de cette grande discordance est ici masqué par les éboulis et les produits d'altération superficielle. Mais nous devons signaler aussi, comme nous le ferons remarquer par la suite, que des dépôts conglomératiques et de puissantes couches arkosiques ont permis d'établir, dans d'autres régions de cette chaîne, une indubitable discordance stratigraphique à la base de cette nouvelle série.

Cette Série de la Loukoula, discordante sur le Système du Prémayombe, représente donc la série de base d'un nouveau système, que je désigne sous le nom de *Système du Mayombe* (1).

Ce Système du Mayombe groupe, nous le verrons plus loin, deux séries : la Série de la *Loukoula* à la base et la *Série de Sounda* au sommet; cette dernière n'est pas représentée ici sur cette coupe.

D'autre part, comme nous le montrerons plus loin, cette succession de chloritoschistes et de quartzites micacés ne constituent en fait que la partie inférieure de la Série de la Loukoula elle-même. La coupe nous fait donc connaître une lacune d'érosion considérable, antérieure au dépôt du système sus-jacent. Nous signalons par ailleurs que cette lacune d'érosion est très variable le long du Mayombe.

Système des Monts Bamba dans le Synclinorium du Mayombe entre le km 41 et le km 37

Un peu avant le kilomètre 41, cette série réduite de la Loukoula est recouverte par une nouvelle série, moins métamorphique, transgressive et discordante. Elle repose sur le Système du Mayombe en plis isoclinaux complexes avec des inclinaisons NE de l'ordre de 50-55°, inverses des pendages mayombiens; la direction générale de leurs alignements, oscillant entre 320 et 310° Nm, est très comparable à celle de la Série de la Loukoula et montre une isotropie tectonique entre ces deux systèmes.

Au voisinage de la coupe, cette série, qui sera définie ultérieurement, est un ensemble monotone de schistes et de quartzites. Je l'ai appelé *Série de la Banza* du nom d'une petite rivière, la Banza, située au Nord du fleuve Nyanga.

Dans l'affluent de la rivière Douigni au kilomètre 41, n'affleurent que des sédiments pélitiques : schistes phylladiques gris vert.

Au pont de la Douigni, avec le même déversement sur l'anticlinorium, ce niveau de schistes fait place à des bancs puissants de quartzites gris sombre, à altération saccharoïde blanche.

Dans ce niveau quartzitique viennent s'intercaler quelques bancs de schistes ampéliteux.

Entre les km 39 et 38, progressivement des bancs schisteux viennent remplacer les bancs quartzitiques.

De la colline du petit village Sanga-Forêt, au km 37,600 descend, un sous-affluent de la Douigni. Les petites cascades de cette rivière sont formées par les bancs d'un nouvel épisode quartzitique, dans lequel s'intercalent encore quelque bancs de schistes plus ou moins ampéliteux. Mais la recristallisation de ces nouveaux sédiments est moins poussée que dans les niveaux inférieurs.

Ce niveau quartzitique supérieur est surtout bien visible le long de la grande ligne de crêtes, qui s'allonge de la frontière du Moyen-Congo à la route Tchibanga-Mayoumba. Il disparaît par lacune d'érosion au Nord de cette voie administrative.

Cette alternance de dépôts essentiellement pélitiques et essentiellement détritiques constitue une série assez régulière et parfaitement individualisée sur le flanc oriental de la chaîne du Mayombe. Elle a été décrite et définie sur la Coupure Pointe-Noire par J. Cosson (1955), avec une succession un peu différente, sous le nom de *Série de M'Vouti.*

L'une et l'autre correspondent à une sédimentation de comblement de la grande « fosse longitudinale bambienne ».

Outre ce type de sédimentation seulement apparent sur la coupe, cette Série de la Banza comporte en plus une sédimentation continentale ou subcontinentale de dépôts clastiques grossiers à la base de la série et de puissants dépôts détritiques. Ces dépôts continentaux ou subcontinentaux ne sont visibles qu'en bordure de la fosse ou sur les parties encore émergées de l'ancienne chaîne mayombienne. Ces dépôts n'ont été que partiellement décrits sur la coupure Pointe-Noire, et ne sont pas spécifiques par définition de la Série de M'Vouti de J. Cosson. Nous en parlerons en détail par la suite dans ce mémoire.

Autour de Sanga-Forêt et en bordure de la vallée de la Douvala, la chaîne du Mayombe se termine par une ligne de crêtes constituées par des grès-quartzites.

Ces grès-quartzites appartiennent à une nouvelle série : *Série du M'Beïa,* homologue de la *Série de Mossouva* de la Coupure Pointe-Noire (J. Cosson, 1955).

Leur texture assez fine leur donne macroscopiquement un aspect de quartzites; leur nature gréseuse se révèle sous le microscope. Ils sont formés par des grains de 0,5 à 1 mm de diamètre, cimentés par des débris quartzeux, invisibles à l'œil nu. Ce ciment et l'accroissement secondaire des grains donnent à cette roche une cohésion qui lui confère cet aspect macroscopique de quartzites.

Ces couches de grès-quartzites sont, dans ce secteur, parfois recouvertes par quelques lambeaux d'un niveau schisteux, très lacuneux, de la même série.

Les relations de ce niveau gréso-quartzitique de la Série du M'Beïa, avec les sédiments pélitiques et détritiques de la série sous-jacente, la Série de la Banza, sont mal connues.

Une discordance mineure sépare peut-être ces deux séries bambiennes. Elle est difficile à mette en évidence, car les assises de cette Série du M'Beïa ont été prises dans la « tectonique cassante », qui compartimente en nombreux champs de failles toute la bordure du Mayombe.

Cette tectonique cassante atteint non seulement cette série du Système des Monts Bamba, mais plusieurs séries du système sus-jacent, le Système du Congo occidental (en particulier la Série glaciaire du Bamba, la Série de la Louila, la Série glaciaire du Niari et l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire).

Le Système du Congo occidental dans la plaine de Tchibanga et la bordure orientale du Mayombe (du km 37 de la route Tchibanga-Mayoumba au km 5 de la route Tchibanga-N'Dendé)

Ce Système comprend des séries primitivement rattachées à plusieurs systèmes plus ou moins indépendants :

— *Couches de Sékélolo* du *Système quartzo-schisteux;*
— séries d'un *Système schisto-calcaire;*
— séries d'un *Système schisto-gréseux* (V. Babet, 1932).

Les géologues du Congo occidental, réunis à Léopoldville en 1945, décidèrent, au cours du colloque, de regrouper ces différentes séries en un seul système : le *Système du Congo occidental.*

Les définitions de ces séries ont été complétées ou revisées par différents auteurs belges (L. Cahen, 1954) et français (J. Cosson, 1955).

Pour l'Afrique Equatoriale Française, J. Cosson et P. Nicolini (1953, 1955) ajoutèrent

à la base de ce système précambrien récent : la *Série de la Louila* et au-dessous la *Série de la Tillite inférieure du Bas-Congo.*

Sous la nouvelle définition, ce *Système du Congo occidental* comporte de la base au sommet :

— la *Série de la Tillite inférieure du Bas-Congo* (que nous décrivons sous le nom de *Série glaciaire du Bamba*) ;

— la *Série de la Louila* (flanc occidental) et *Série de la Bouenza* (flanc oriental des synclinaux de la Nyanga et du Niari) ;

— la *Série de la Tillite supérieure du Bas-Congo* (que nous décrivons sous le nom de *Série glaciaire du Niari*) ;

— la *Série schisto-calcaire,* subdivisée en quatre étages;

— les séries schisto-gréseuses, avec la *Série de la M'Pioka* à la base et la *Série de l'Inkisi* au sommet.

*
* *

A peu près toutes ces séries se retrouvent dans la plaine de Tchibanga et dès la retombée orientale du Mayombe. Leurs couches sont plissées suivant le style isoclinal avec déversement vers l'avant-pays; elles sont compartimentées par de grandes fractures longitudinales, recoupées par des fractures transversales.

La coupe passe en particulier par le champ de failles de la vallée de la Douvala, sur le flanc NE du Mayombe; il a été mis en évidence en 1955 par la mission de prospection géochimique de la Direction des Mines et de la Géologie, mission J.-J. Hausknecht avec J. Caffot et P. Pascal, ses collaborateurs.

Autour de la route, ce réseau faillé est en grande partie masqué par la surface latéritisée et, dans les petites rivières à proximité, la mylonitisation des assises schisteuses crée des zones boueuses gênant toute observation. Aussi, dans ce secteur, les renseignements stratigraphiques ne seront que fragmentaires, mais, se relayant les uns les autres, ils procureront toutefois d'assez bonnes précisions stratigraphiques.

Près du km 37 de la voie administrative, au voisinage du village de Sanga-Forêt, un niveau de poudingues schisteux, de teinte gris sombre, à galets polygéniques non classés, correspond à l'épisode glaciaire à la base du Système du Congo occidental : la *Série glaciaire du Bamba.* Plus à l'Est, ce niveau glaciaire se situe à 500 m des sources de la haute Douvala, où affleurent les grès-quartzites blancs ou roux de la Série bambienne du M'Beïa. Les bancs de tillites, avec quelques intercalations de schistes intertillitiques, y reposent directement en discordance sur ces assises détritiques bambiennes.

Cette superposition directe de la Série glaciaire du Bamba sur les grès-quartzites de la Série du M'Beïa est courante dans toute cette région; elle indique au moins, si la discordance n'est pas toujours visible, une importante lacune d'érosion entre le Bambien et le début de la subsidence du Système du Congo occidental.

Dans la Mapembi, tributaire de la Douvala, les bancs de poudingues de cette série contiennent essentiellement de petits galets de granite et les bancs schisteux sont à fusoïdes de quartz.

Ainsi cette série glaciaire de la base du système apparaît ici comme formée de bancs de poudingues à pâte schistifiée, gris sombre, emballant sans classement des galets polygéniques de volumes divers et des bancs intercalaires de schistes, avec ou sans fusoïde de quartz.

Dans la rivière Benxé, autre affluent, les affleurements tillitiques de cette série sont surmontés en concordance par des bancs de phyllades ou de schistes, gris ou verts, aux inclinaisons SO.

On retrouve des schistes et phyllades semblables dans l'affluent Sani, à 3 400 m du confluent Sani-Douvala, sous la tillite de la Série glaciaire supérieure du Niari. Dans la Mapembi, autre tributaire, ces schistes et phyllades de la Sani et de la Benxé, se localisent

entre les affleurements de la Série glaciaire du Bamba, situés à 2 140 m du confluent Mapembi-Douvala, et ceux de la Série glaciaire du Niari, placés à 900 m de ce confluent.

Ces schistes et phyllades correspondent bien ici à la série, définie par J. Cosson sur la Coupure Pointe-Noire (1955) et complétée par P. Nicolini (1956) : la *Série de la Louila.*

Dans cette région cette série serait donc incomplète par définition, car les horizons dolomitiques, spécifiques des couches supérieures dites de « N'Sékélolo », semblent manquer. Toutefois ces horizons ne font pas complètement défaut dans toute cette région puisque, plus au SE et très localement, ils sont connus en particulier au cœur de synclinaux louiliens de la vallée de la Doussé Koussou.

D'autre part il convient de signaler qu'au milieu de cette série schisteuse plissée de la Louila la réapparition, en position anticlinal, de la Série du M'Beïa est fréquente, surtout dans les collines satellites qui dominent les vallées de la Doussé Koussou et de la Douvala.

La *Série glaciaire du Niari,* dont la présence est indiquée ci-dessus dans la Sani et dans la Mapembi, forme dans la Pambou une belle cascade de 10 à 15 m, à 200 m de son confluent.

C'est une superposition de bancs de poudingues, sans horizons argileux ou argilo-calcareux intertillitiques, fréquents par contre dans la Série glaciaire du Bamba.

Les éléments divers, arrachés au substratum (granites, migmatites, quartzites, etc.), se présentent comme des galets pseudo-cubiques ou comme de gros galets plus ou moins arrondis; ils sont englobés sans classement dans une pâte non schistifiée, argilo-gréseuse verdâtre, parfois calcareuse.

A quelques mètres en aval de cette chute affleure, avec une puissance de 8 à 10 m, un niveau de marbre dolomitique rose, cryptocristallin. C'est le niveau de base, SC_{Ia}, de l'étage inférieur de la *Série schisto-calcaire.* Continuellement peu puissant, il échappe souvent à l'observation.

Les cours aval de la Douvala et de ses différents tributaires sont traversés par des bancs redressés, mais à pendages SO, de marbres ou de cipolins dolomitiques blancs, gris, gris sombre ou noirs, zonés ou compacts. Très puissant, ce niveau, sus-jacent au précédent, correspond au niveau SC_{Ib} du même étage inférieur de la Série schisto-calcaire.

Il se présente donc sous un faciès très différent du faciès classique de marnes lie-de-vin et bleues, dolomitiques ou calcaires.

Dans cette vallée de la Douvala, tous les affleurements sont sensiblement orientés 330 à 345 Nm. Les pendages voisinent en général 40° sous une inclinaison constante SO; les rares plongements NE de l'ordre de 55 à 60°, semblent correspondre à l'inclinaison du flanc inverse du plis déversé.

Cette régularité des pendages SO marque un déversement général des couches de ce système, dans le Synclinal de la Nyanga, vers le batholite granitique du Massif du Chaillu.

Dans la vallée de la Doussé Koussou vont apparaître des assises nouvelles de marbres saccharoïdes ou cryptocristallins blancs et de marbres grisâtres à stylolithes. C'est entre deux rangées de falaises à peu près continues de ces marbres calcaires, parfois fortement silicifiés, que coule la rivière Doussé Koussou.

Ces assises de marbres calcaires représentent le niveau supérieur de cet étage, le SC_{Ic}. Elles vont former avec celles du niveau sous-jacent des ondulations synclinales et anticlinales dans les savanes des villages de Pounga, Randi, Singa et Sanga plaine, entre les monts Imanga, Sanga et le chaînon de Mongo.

Leurs affleurements discontinus sont régulièrement parallèles suivant un alignement 330 Nm. Entre les bancs dolomitiques du SC_{Ib}, la terre est souvent spongieuse et marécageuse, alors que les bancs de marbres calcaires du niveau supérieur s'observent sur des bombements secs à surface latéritisée.

Nous avons ainsi constaté que dans cette plaine de Tchibanga, l'étage inférieur de cette Série schisto-calcaire est entièrement métamorphisé et recristallisé en marbres et cipolins. Le niveau de base, quoique marmoréen, conserve son faciès classique. Le niveau moyen, par contre, est peu classique : dolomies zonées grises à joints chloriteux ou dolomies massives noires, grises ou crème. Le passage de ce niveau au suivant se fait insensiblement. Le niveau

supérieur est un beau marbre blanc, de calcaire pur lorsqu'il n'a pas été silicifié. Sa base est encore plus ou moins dolomitique, comme le montrent notamment les affleurements de cipolins dolomitiques, rose pourpré, de la rivière Mafilia, à 5 km environ du poste de Tchibanga.

Toutes ces couches sont plissées et déversées vers le NE avec un alignement 330-340 N_m, comparable à celui des séries inférieures.

Nous allons voir que les étages supérieurs n'ont pas la même orientation.

Le fleuve Nyanga coule, près de Tchibanga, entre deux lignes de collines parallèles.

Sur celles de la rive gauche, des calcaires dolomitiques gris souris, de texture presque cryptocristalline, souvent silicifiés, dressent leurs blocs alignés suivant une direction 305-310 N_m. Ces calcaires dolomitiques représentent l'étage SC_{II} de la Série schisto-calcaire.

Sur celles de la rive droite, ce sont des calcaires, de texture aussi fine, de couleur crème ou blanc ivoire; leurs bancs ont un alignement sensiblement identique à celui des dolomies du SC_{II}. Ils sont traversés par des filons de quartz et de calcite. Certains de ces filons sont minéralisés en fluorine violette.

Ces bancs calcaires de la rive droite appartiennent au niveau de base de l'étage SC_{III} de la Série schisto-calcaire.

C'est sur ce niveau SC_{IIIa} qu'est installé le poste de Tchibanga, comme le confirment les affleurements de la case de l'Inspecteur des Eaux et Forêts, du camp des lépreux, du groupe scolaire, etc.

Entre le poste administratif et les contreforts du Massif d'Ikoundou s'étend une zone ondulée, assez marécageuse, de nature superficielle argilo-calcareuse. Je n'y ai pas observé d'affleurements au passage de la coupe, mais d'après des observations au NO et au SE, j'estime que cette zone correspond à la présence des niveaux $SC_{IIIb \text{ et } c}$ de ce même étage.

La surface latéritisée, au km 2,200 de l'artère Tchibanga-N'Dendé fait place brusquement, dans un tournant, à des argilites, gris vert, souvent à stratification entrecroisée. Entre les assises d'argilites s'intercalent des grès verts, assez compacts, en bancs de 4 à 5 m de puissance.

Bien visibles tout le long du contrefort du Massif d'Ikoundou, face au poste de Tchibanga, ces assises gréso-argilitiques sont connues depuis le défilé de Mitoungou de la Nyanga au SE jusqu'à la rivière Dougouou sous le 2e parallèle.

D'autre part, en profondeur, elles se repèrent jusqu'au km 5, le « Point de vue », au bas de la grande montée de la route Tchibanga-N'Dendé.

Je pense qu'elles représentent l'étage ultime SC_{IV}, récemment mis en évidence.

Les trois étages, précédemment décrits, correspondaient aux « trois zones bathymétriques » de l'échelle de V. Babet. Son échelle a été complétée par P. Nicolini (1955) par la découverte et la définition d'un étage ultime SC_{IV}. Il indiqua, en effet, que ces trois étages schisto-calcaires étaient couronnés par un ensemble schisteux et gréseux, avec bancs récurrents calcaro-dolomitiques à faciès SC_{III} : la *Série de la Biboua* ou étage SC_{IV}. C'est sur cet ensemble que venait reposer, en légère discordance, la *Brèche du Niari,* base des séries schisto-gréseuses.

La direction générale de ces grès et argilites, où l'on observe de petits accidents locaux, se situe aux environs de 305 N_m, c'est-à-dire suivant un alignement analogue à celui des étages SC_{II} et SC_{III}.

Il est assez curieux de remarquer la différence d'alignements des couches de l'étage inférieur SC_I de cette série (330-345 N_m) et des assises des étages supérieurs, SC_{II}, SC_{III}, SC_{IV} (305-310 N_m), sans que s'observe, sur le terrain, une discontinuité apparente dans les plis synclinaux et les plongements de ces diverses couches.

Il est possible que cette discontinuité d'alignement tectonique soit la conséquence de la tectonique cassante de ce système. Elle peut soit marquer une phase d'écoulement antérieure aux dépôts des étages supérieurs, soit représenter un glissement de ces étages sur l'étage inférieur, suivi d'un décalement, lors de l'écoulement général de ce système. Il convient de rappeler à ce sujet que les roches des différents niveaux de l'étage SC_I sont entièrement transformées en marbres et cipolins, alors que la cristallisation des trois autres étages a un caractère beaucoup moins général. Ce métamorphisme est peut-être une résultante de ces mouve-

ments tectoniques. Ce métamorphisme, particulier à ce flanc occidental du synclinal, a été signalé aussi dans l'Angola par J. Lepersonne (1951*b*).

Le Système du Congo occidental dans le Massif d'Ikoundou (du km 5 au km 74 de la route Tchibanga-N'Dendé)

Dans le Massif d'Ikoundou, le Système du Congo Occidental ne comporte que les formations terminales : couches gréseuses et argilitiques, plissées et déversées vers le massif plutonique du Chaillu.

Les assises gréso-argilitiques, décrites comme représentatives de l'étage SC_{IV}, réapparaissent, à diverses reprises, sous un nouvel ensemble, argilitique et gréseux lui aussi, mais plus puissant. Ce nouvel ensemble, je le considère comme constituant, dans cette partie du Synclinal de la Nyanga, une *série schisto-gréseuse,* équivalent probable de la Série de la M'Pioka de l'échelle stratigraphique classique.

L'incertitude d'une succession stratigraphique rigoureuse est inhérente aux conditions physiques de ce massif montagneux, où la couverture forestière est importante et où l'altération superficielle des roches est intense. Ces facteurs physiques estompent trop souvent les liaisons ou les discontinuités stratigraphiques et laissent subsister une part d'indétermination.

En bordure de la route administrative, soit à la montée de Doubogno (km 5), soit à celle de Niali (km 74), comme en bien d'autres points de la coupe, le niveau de base de cette nouvelle série est une alternance de couches d'argilites violacées ou lie-de-vin se délitant en plaquettes, et de grès mauves ou violacés.

L'assimilation de ce niveau avec le niveau correspondant de la Série de la M'Pioka reste incertaine. En effet, entre ce niveau de base, que je désigne sous le signe SG_{Ia}, et l'étage SC_{IV} de la Série schisto-calcaire ne vient pas s'intercaler le niveau repère classique de la *Brèche du Bangu et du Niari.*

Toutefois, dans ce massif d'Ikoundou, vient sporadiquement se placer entre ce niveau de base et l'étage ultime de la Série schisto-calcaire, un niveau conglomératique à galets roulés, parfois bréchoïdes, de cherts du SC_{III} et de roches du SC_{IV}.

La présence d'un tel niveau conglomératique a été signalé en particulier par R. Furon (1931) et G. Korableff (1946) près du Pont de la Moukalaba Ganzi et légèrement au SE de la coupe dans la rivière Polo par L. Barras du Commissariat à l'Energie Atomique. Moi-même, à diverses reprises, je l'ai repéré, à l'intérieur du massif, toujours à la base de ce niveau SG_{Ia} et reposant sur les argilites et les grès verts du SC_{IV}.

De ce fait j'estime que ce niveau conglomératique est l'homologue probable de la Brèche du Bangu et du Niari.

Sur ce niveau d'argilites et de grès du SG_{Ia} vient se superposer un niveau de grès massifs, bleutés ou verdâtres, auquel est conféré l'indice SG_{Ib}.

En dehors de quelques rivières importantes, les affleurements en belles dalles de ces grès massifs sont rares et le passage de ce niveau est le plus souvent décelé par leur faciès d'altération : grosses boules diaclasées, emballées dans une terre de décomposition argilo-sableuse ocre. Comme les faciès d'altération sont les plus communément rencontrés le long de la route Tchibanga-N'Dendé, ils permettent de penser que le tracé de cette voie administrative recoupe essentiellement ce niveau.

D'après les différentes observations, sa puissance paraît bien supérieure à celle du niveau correspondant de la Série de la M'Pioka. L'augmentation de puissance de ce niveau dans cette partie du Synclinal de la Nyanga entraîne donc les considérations suivantes : ou bien cette élévation inhabituelle de la puissance n'est qu'une caractéristique locale ou bien sa puissance réelle est en fait bien inférieure à sa puissance apparente.

Ce niveau de grès massifs est à son tour recouvert par un niveau d'argilites brunes et de grès mauves alternés, de faciès très comparables à ceux du niveau de base SG_{Ia}.

En l'absence de contacts normaux, leur similitude va entraîner une incertitude dans la localisation des facies du niveau supérieur, désigné sous l'indicatif SG_{Ic}. Cependant j'estime que les argilites brunes de Denguélila peuvent, en particulier, être rapportées à ce niveau. Je pense d'autre part que ce niveau doit se situer dans la partie faîtière de certaines collines entaillées par la route dans son niveau SG_{Ib}, bien que la couverture forestière et les produits d'altération superficielle masquent tout affleurement visible de ce niveau SG_{Ic}.

Du km 5 au km 74 de cette route Tchibanga-N'Dendé, le plissement des couches des trois niveaux de cette série semble régulier. Leurs affleurements sont, à quelques exceptions près, orientés suivant une direction 320-323 N_m. Leurs pendages sont SO et relativement peu accentués : 30 à 35°; Ils atteignent 60 et 70°, NE ou SO, seulement dans les zones de fracturation (km 6, km 24,600, etc.), soulignées sur le terrain par la présence de filonnets de quartz brisés.

Le Système du Congo Occidental dans la plaine Divénié-Fougamou (du km 74 de la route Tchibanga-N'Dendé au km 2,300 de la route Lébamba-N'Dendé)

Dans cette plaine, ce système n'est représenté que par la Série schisto-calcaire.

Dans cette plaine, au paysage vallonné en bordure des massifs d'Ikoundou et du Chaillu, les affleurements sont rares; ils montrent, au moins au début, la persistance de quelques plissements dans les couches schisto-calcaires.

Tout d'abord la présence au Sud de cette coupe, près du village Nyanga, de quelques bancs écrasés de calcaires dolomitiques rapportables à l'étage SC_{III} indiquent une zone de fractures, au moins locale.

Ensuite les premiers affleurements visibles ne se trouvent que près du poste de N'Dendé : dans le ravin d'Itouka.

Ce sont des bancs de marnes grises, finement litées, alternant avec des bancs de dolomies « gris souris ». Leur orientation est 320 N_m avec des plongements NE de 20 à 28°.

En surface les marnes grises s'altèrent en ocre jaune et les dolomies sont souvent silicifiées.

Ce niveau constitue d'ailleurs les assises de la région de N'Dendé. Il se retrouve au Pont de la Dolé (notes manuscrites de R. Furon) et au lac Tsoubou ou « lac bleu », où ces dolomies sont entièrement silicifiées.

Ces différentes couches marno-dolomitiques correspondent d'après les observations faites dans la vallée du Niari (feuille voisine Sibiti Ouest) au niveau « b » de l'étage SC_{II}.

Le niveau « a » de cet étage ainsi que le niveau « c » de l'étage inférieur SC_I, entièrement masqués par la couverture latéritique, échappent à l'observation.

Un peu avant d'atteindre le bac de la N'Gounié, près de Lébamba, et jusqu'à la rivière, des marnes, de couleur gris bleuté à vert, en plaquettes, affleurent avec des pendages faibles SO de 3 à 5°, suivant une direction 320 N_m.

A environ deux kilomètres du poste de Lébamba, des marnes finement zonées, d'une teinte brun rouge à lie-de-vin, reposent, avec la même inclinaison subhorizontale de 3 à 5°, sur environ 6 m de dolomie gris clair, zonée, de texture cryptocristalline.

Ces marnes, lie-de-vin à la base et bleutées ou vertes au sommet, représentent un niveau classiquement défini dans la partie méridionale du Synclinal de la Nyanga, dans le Synclinal du Niari et au Bas Congo belge : c'est le niveau SC_{Ib} de l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire.

La dolomie grise, zonée, de texture cryptocristalline, est aussi un niveau classique. Il s'observe toujours avec la même puissance, le même faciès, la même texture et la même composition chimique dans les différents bassins où affleure la Série schisto-calcaire : c'est le niveau SC_{Ia} de l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire.

Légèrement plus au Sud, on retrouve ce niveau dolomitique reposant directement sur *la Série glaciaire du Niari.*

Cette série glaciaire a été décelée par L.L. Baud dans une carrière proche de la route Lébamba-N'Dendé, sous le niveau de dolomie cryptocristalline. C'est un poudingue violacé, de 6 à 8 m de puissance, avec 2 m environ d'argilites gréseuses assez grossières au sommet.

A 1,9 km du poste de Lébamba affleurent déjà les grès feldspathiques supérieurs de la Série de la Bouenza (Bz^c).

Le Système du Congo Occidental dans le Massif du Chaillu (du km 1,9 de la route Lébamba-N'Dendé au km 18,5 de la route Lébamba-M'Bigou)

Dans ce secteur, le système n'est représenté que par la *Série de la Bouenza.*

Cette série a été définie par L.L. Baud dans la région des chûtes de la Bouenza (Moyen-Congo) comme formée de deux assises gréso-feldspathiques, séparées par une assise d'argilites.

Elle apparaît sous la Série glaciaire du Niari et repose en grande discordance sur le substratum plutonisé et métamorphique du Chaillu.

Elle occupe en bordure de ce massif du Chaillu une position semblable à celle que tient la Série de la Louila en bordure de la chaîne du Mayombe et elle représente vraisemblablement son équivalent stratigraphique.

Les grès feldspathiques supérieurs du Poste de Lébamba sont de couleur grise ou blanche, de texture assez fine et présentent comme caractère structural dominant, dans cette région, une équigranularité à peu près parfaite de leurs constituants.

Ces grès s'effritent par altération et forment une couverture sableuse. Ils donnent alors un profil topographique ondulé très mou.

Au km 8,7 du poste, sur la route Lébamba-M'Bigou, apparaissent sous ces grès des argilites rouges du niveau sous-jacent (Bz^b).

Leurs strates, à inclinaison faible SO, se délitent en plaquettes. De petites paillettes de mica parsèment ces roches et en rendent la surface brillante.

Entre les villages Moukoundou et Moukanga, par le jeu de la topographie, ces argilites rouges repassent sous les grès supérieurs avec des bancs intermédiaires de grès argileux. Cette nouvelle bande gréseuse, peu étendue, montre rarement des affleurements, mais plutôt des blocs gréseux enfouis sous la couche sableuse d'altération.

Au km 14,4 du poste de Lébamba, les grès argileux intermédiaires reposent sur des argilites rouges du Bz^b présentant de petits plissotements locaux. Peut-être doit-on voir ici dans ces rebroussements et refoulements des argilites plastiques entre les diaclases des grès supérieurs durs et résistants, la conséquence d'un écoulement plastique des argilites à la faveur d'une tectonique de choc fragmentant les terrains résistants sus-jacents.

Ce phénomène a été observé à diverses reprises sur Divénié, par R. Boineau qui a noté pour les diaclases des grès supérieurs une direction constante N 60° E.

Le Susbstratum plutonique du Chaillu (entre le km 18,5 et Makongonio)

Le contact transgressif et discordant sur le socle plutonisé n'est pas observé aussi nettement sur cette voie administrative que sur la route Lébamba-Mimongo.

En fait, ce substratum de granites et de migmatites hétérogènes n'est bien visible que vers le km 22 et ensuite d'une façon presque permanente jusqu'à Makongonio.

Au début, on rencontre des roches à texture grenue assez grossière de teinte grise légèrement rosée. Ces roches ont un facies franchement plutonique. Elles sont composées de quartz limpides moulant de grands cristaux hypidiomorphes de plagioclases plus ou moins saussuritisés. Le mica est une biotite verte souvent associée à une amphibole verte.

En approchant de la mission de Dibouangui, le faciès granitique est d'une teinte plus rose ou plus rouge. Sa structure caractérise un envahissement par des microclines frais, perthitiques ou non, bourgeonnants et envahissants, et par de grandes lames quartzeuses engrenées à extinction onduleuse.

Le mélange de ces deux faciès donnera toutes les gammes d'une hétérogénéité structurale et chimique de ce substratum qui ne s'observe pas toujours à l'échelle de l'échantillon.

Plus on s'éloignera du poste de Lebamba, plus persisteront les résidus cloisonnés de la trame gneissique ou plutonique originelle.

Série de l'Oano et Série de la Bouenza (Région de Makongonio)

Cette série a été définie et considérée par J. Cosson (1954*a*) comme déposée en grande discordance sur le substratum plutonisé. Elle a comblé un petit bassin en grande partie traversé par la rivière Oano, le *Synclinal M'Bigou-Mimongo.*

Elle comprend des grès, des schistes, des grès dolomitiques et des dolomies, avec des bancs de jaspes noirs veinulés de blanc.

Sur le flanc occidental du massif du Chaillu, elle semble prendre une position stratigraphique équivalente à celle des séries du Système des Monts Bamba dans la chaîne du Mayombe.

Dans la région de la mine diamantifère de Makongonio, les couches de cette série n'ont persisté qu'en petits compartiments effondrés, orientés NS.

Les petits dykes de dolérites, qui jalonnent ces compartiments effondrés, sont antérieurs au dépôt du grès conglomératique bouenzien, puisque ce dernier repose en grande discordance et n'a jamais été traversé par ces venues basiques.

Dans cette région subsistent en effet quelques témoins de l'extension vers l'Est du Système du Congo Occidental du Synclinal de la Nyanga, dont la petite butte du camp central minier et son prolongement, l'étroit plateau de Lenzolo et de N'Doubi.

Sous le village de N'Doubi, les argilites bouenziennes Bz^b reposent subhorizontalement sur un niveau gréso-conglomératique Bz^a de la même série. Ce niveau détritique grossier est étalé sur le socle plissé et fracturé et recouvre dans la rivière Toumbi, les couches peu métamorphiques, redressées à la verticale et fracturées de la Série de l'Oano.

Cette grande discordance de la Série de la Bouenza a par ailleurs été confirmée par les forages effectués à travers la butte de Makongonio (J. Cosson 1955^b).

Dans le forage F_7 entre la Série glaciaire du Niari, vue au F_3, et le socle plutonisé s'interpose une Série de la Bouenza, discordante sur le substratum, très réduite mais comprenant les trois niveaux caractéristiques de L.L. Baud : grès feldspathiques au sommet; argilites au milieu; grès bréchoïdes à petits éléments anguleux du substratum plutonisé à la base.

En F_3, sous la couverture latéritique, les niveaux SC_{Ib} et SC_{Ia} de la Série schisto-calcaire reposent sur la Série glaciaire du Niari, laquelle est directement discordante sur le socle.

Très réduite, cette Série de la Bouenza peut manquer, mais au Nord et au Sud de la route, plusieurs petites buttes sont couronnées par une Série de la Bouenza, caractérisée soit par les grès supérieurs, soit seulement par les argilites.

A 1 km à l'E de Makongonio, le socle plutonisé hétérogène à facies rouge réapparaît.

Conclusions à l'étude de la Coupe Mayoumba-Makongonio

Cette coupe met en évidence d'Ouest en Est, une asymétrie structurale de style appalachien :

— *Un arrière-pays,* formé par le sédimentaire côtier;

— une chaîne précambrienne, *le Mayombe,* constituée d'une zone anticlinale (Système du Prémayombe), plus ou moins plutonisée, et d'un synclinorium complexe (Système du Mayombe et Système des Monts Bamba).

— *Un avant-pays,* représenté par les terrains de couverture du « Synclinal de la Nyanga » qui, plissés à proximité de cette chaîne précambrienne, viennent reposer en position subtabulaire sur

— une deuxième chaîne précambrienne aux terrains plissés et plutonisés : *le Chaillu.*

Ainsi toute la région décrite se coordonne autour d'une chaîne principale, la chaîne du Mayombe.

A proximité de l'axe structural de cette chaîne, les terrains crétacés-pleistocènes de son arrière-pays reposent en grande discordance sur les formations précambriennes de la zone anticlinale.

La retombée orientale de cette zone anticlinale passe sous le Synclinorium, dont l'alignement tectonique est normal à l'orientation des plis de cette zone anticlinale.

Cette discordance majeure souligne donc la superposition de deux systèmes sédimentaires appartenant à deux cycles orogéniques complétement indépendants.

Les formations de la zone anticlinale appartiennent ainsi à un système, que j'appelle : *Système du Prémayombe* par opposition au système immédiatement sus-jacent auquel je réserverai le terme de : *Système du Mayombe.*

Le *Système du Prémayombe* comprend les trois séries suivantes de la base au sommet :

— *Série de la Doussa,*

— *Série des Monts Kouboula,*

— *Série de la Douigni.*

A ces séries se rattachent des faciès de schistes cristallins métasomatiques et un pluton, qui comporte les anorthosites quartziques de la Dounvou, les granites rétromorphosés de la N'Douna, les microgranites des Likassa et le granite de Tongodo.

Le *Système du Mayombe* se subdivise en deux séries : *La Série de la Loukoula* à la base et la *Série de la Sounda* au sommet.

Il s'y rattache des migmatites et un pluton formé du *Groupe des Monts Doudou* et du *Groupe du Mayombe septentrional.* Je rattache à ce pluton, celui du *Massif du Chaillu.*

Si cette coupe fait apparaître une opposition tectonique entre ces deux systèmes, par contre on remarque une persistance de l'alignement des couches du Système du Mayombe et des systèmes sus-jacents suivant une orientation privilégiée, qui a été appelée *direction mayombienne.*

Cette continuité apparente des efforts tectoniques, dirigés SE-NO, rend difficile la perception de diastrophismes, parfois importants.

C'est le cas, dans le cadre de cette coupe, du Système du Mayombe et du Système des Monts Bamba sus-jacent, qui ont leurs couches déversées sur la zone anticlinale avec des plongements du même ordre.

On remarque tout de même que la série mayombienne a un alignement 323-340° N_m, tandis que la formation supérieure est orientée 310-320° N_m. Mais ces variations tectoniques pourraient correspondre à des modifications locales.

En fait, la discordance qui sépare ces deux systèmes a non seulement été observée au Bas-Congo belge, sur Pointe-Noire, mais au Sud et au Nord de notre coupe. Le système sus-jacent largement transgressif vient reposer directement sur la zone anticlinale et débuter très souvent par un niveau conglomératique à galets granitiques mayombiens (J.-P. Dévigne 1957).

Ce système a été décrit et défini au Moyen-Congo dans la zone du chemin de fer Congo-Océan, par J. Cosson (1953-1955[a]) sous le nom de Système des Monts Bamba, subdivisé en Série de M'Vouti à la base et Série de la Mossouva au sommet.

Dans la région que j'ai étudiée, ce Système des Monts Bamba se subdivise en deux séries

sensiblement homologues aux précédentes : *Série de la Banza* à la base et *Série de M'Beïa* au sommet.

Si le diastrophisme qui sépare ces deux Systèmes du Mayombe et des Monts Bamba est peu marqué sur notre coupe, par contre une discordance majeure apparaît entre ce dernier Système des Monts Bamba et les formations du Synclinal de couverture, le *Synclinal de la Nyanga* (Système du Congo Occidental).

Les couches inférieures de ce nouveau système sont plissées sur le flanc sud-occidental du Synclinal et à peu près subhorizontales sur son flanc nord-oriental.

Les couches inférieures plissées sont inclinées suivant un plongement SO à peu près constant; elles viennent reposer sur la série supérieure, fortement lacuneuse du Système des Monts Bamba. Or, les bancs de cette série ont ici des pendages NE constants : donc discordance angulaire majeure.

D'autre part, sur le flanc oriental du Synclinal, les couches de ce système de couverture, restées subhorizontales, sont étalées et recouvrent une série métamorphique redressée à la verticale, la Série de l'Oano et le substratum plutonique du Chaillu : donc discordance majeure perceptible sur les deux flancs de ce Synclinal.

Ce dernier système est le *Système du Congo Occidental.*

Son échelle stratigraphique a été en grande partie établie par V. Babet (1930, 1933). Elle a été complétée par L.L. Baud (1950), enfin modifiée par P. Nicolini (1953, 1956) et J. Cosson (1953, 1955[a]). Ce dernier, pour le Synclinal du Niari, lui a donné sa forme définitive avec, de la base au sommet : Série de la Tillite inférieure du Bas-Congo (Série glaciaire du Bamba); Série de la Louila et de la Bouenza; Série de la Tillite supérieure du Bas-Congo (Série glaciaire du Niari); Série Schisto-calcaire; Série de la M'Pioka et Série de l'Inkisi (Séries schisto-gréseuses).

Le Synclinal de la Nyanga communique au SE largement avec le Synclinal du Niari. On va donc observer dans le Synclinal de la Nyanga un ordre stratigraphique comparable. Mais la partie septentrionale de ce Synclinal présente des particularités sédimentologiques qui ne s'observent pas dans le Synclinal du Niari.

En raison de ces particularités sédimentologiques, j'ai été amené à apporter quelques modifications à la terminologie.

La succession dans le Synclinal de la Nyanga devient la suivante, de bas en haut : Série glaciaire du Bamba; Série de la Louila (flanc occidental) et Série de la Bouenza (flanc oriental); Série glaciaire du Niari; Série Schisto-calcaire; Séries Schisto-gréseuses.

On peut résumer ce qui précède en indiquant que les quatre Systèmes précambriens séparés par des discordances majeures, se superposent dans l'ordre suivant, de haut en bas :

IV. — Système du Congo Occidental (dans le Synclinal de la Nyanga)
discordance majeure

III. — Système des Monts Bamba (dans le Mayombe gabonais)
discordance majeure

II. — Système du Mayombe
discordance majeure

I. — Système du Prémayombe.

CHAPITRE II

COUPE A TRAVERS LES MONTS KOUBOULA

Les Monts Kouboula représentent un des massifs congolais de la chaîne précambrienne du Mayombe.

La coupe qui les traverse a pour objet de confirmer l'ordre de superposition en quatre systèmes mais en montrant une ordonnance structurale différente autour de l'axe géanticlinal.

Elle introduit, pour les différents systèmes, le problème des relations de la sédimentation avec la tectonique.

Elle fait apparaître un problème d'isotropie tectonique entre les quatre systèmes, alors que la coupe précédente avait montré un problème d'anisotropie tectonique entre le système le plus ancien et les systèmes sus-jacents.

Cette esquisse géométrique prend en écharpe les Monts Kouboula suivant trois sections :

— une première section est parallèle à la vallée de la Gongo, depuis les rapides inférieurs de cette rivière jusqu'aux sources de la Ouégui, un de ses affluent;

— une seconde section traverse les formations précambriennes, des sources de la Ouégui à la vallée de la Noumbi;

— une troisième section recoupe les formations précambriennes, parallèlement à la vallée de la Noumbi, depuis le village Loufoti (Poumbou) jusqu'à la rivière Kouango.

Le Système du Mayombe dans le bassin de la Gongo

A l'Ouest et au Sud-Ouest, la couverture sédimentaire côtière vient ennoyer les séries cristallophylliennes précambriennes et pénètre en couloirs étroits à l'intérieur du substratum.

Les dépôts du Cocobeach empruntent en particulier la vallée de la Gongo jusqu'au confluent de cette rivière avec son principal affluent, la Mouissa. Toutefois le cours de la Gongo, assagi sur le passage du Crétacé, s'encaisse brusquement dans des gorges en aval de la Loutembé, fenêtre ouverte sur le Précambrien à travers la couverture sédimentaire côtière.

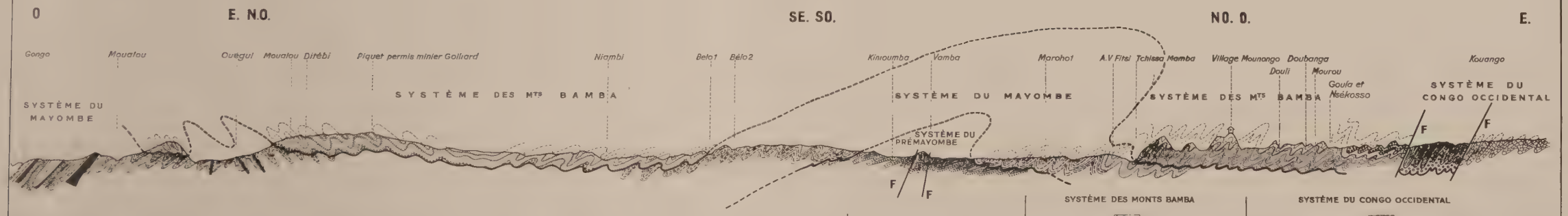
Les formations métamorphiques de ces gorges appartiennent à la Série de la Loukoula.

Les derniers rapides de cette rivière sont formés, en aval et en amont, par des chloritoschistes carbonatés à patine verte satinée. La zone centrale des rapides, peu accessible, est

COUPE A TRAVERS LES MONTS KOUBOULA

Echelle

0 1 2 3 4 5km



SYSTÈME DU MAYOMBE

Série de la Loukoula — Quartzites; Arkoses schistoïdes; Laves basiques métamorphisées rétromorphosées; Chloritoschistes

SYSTÈME DES MTS BAMBA

Série de la Banza (faciès occidentaux) — Grès grossiers blancs; Grès conglomératiques

SYSTÈME DU MAYOMBE

Série de la Loukoula — Chloritoschistes

SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE

Série de la Douigni — Micaschistes et Amphibolites rétromorphosés

Série des Mts Kouboula — Quartzites et Quartzites micacés rétromorphosés

SYSTÈME DU MAYOMBE

Série de la Loukoula — Quartzites tufacés; Chloritoschistes Carbonates

SYSTÈME DES MONTS BAMBA

Série du M'Beia — Grès-quartzites

Série de la Banza (faciès orientaux) — Quartzites; Schistes chloriteux

SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL

Série Schisto-Calcaire — Marbres et Cipolins

Série de la Louila — Schistes

Série Glaciaire du Bamba — Tillite schisteuse

COUPE 2

occupée, au moins en grande partie, par des quartzites saccharoïdes, légèrement micacés, très altérés et peu déterminables.

L'inclinaison constante SO, sous un pendage de 45°, confère aux bancs de cet ensemble une allure isoclinale seulement perturbée par un léger cisaillement dans l'axe des plis.

En amont viennent s'intercaler des affleurements de roches gabbroïques, plus ou moins métamorphisées et rétromorphosées. La multiplicité de leurs affleurements dans cette région, à travers n'importe quel faciès de la série traduit une importante activité volcanique. Cette activité volcanique aurait été non seulement basique mais aussi acide, comme semblerait l'indiquer la découverte récente de quartzites tufacés dérivés de laves rhyolitiques.

En remontant le cours de la Gongo, chloritoschistes et quartzites sont remplacés assez rapidement (Ancien village Maléka) par de très importants dépôts d'arkoses schistifiées. En bordure de la Gongo, puis de la Mouissa, ces arkoses schistifiées vont constituer, de cet ancien village jusqu'à la rivière Muralo, tributaire de la Mouissa, à peu près les seuls faciès de cette série.

Ces arkoses mayombiennes se présentent comme des schistes cristallins, à foliation bien marquée, de teinte gris foncé et à patine soyeuse verdâtre. Elles sont formées d'éléments pris à un substratum plutonisé, dont toutes les roches avaient même recristallisation et mêmes faciès rétromorphiques. Leurs constituants détritiques proviennent incontestablement du démantèlement du substratum prémayombien : plagioclases saussuritisés plus rarement microclines albitisés, quartz en polyèdres, micas biotite verte et ferrimuscovite, épidote, sphène, etc. Ces divers éléments ont été cimentés par des produits argileux, transformés par métamorphisme épizonal en petits lépidoblastes de chlorobiotite ou de chlorite, disposés parallèlement les uns aux autres; c'est ce liant métamorphisé et dynamisé qui leur confère leur faciès schisteux.

Leurs couches, en prenant un alignement de l'ordre de 315 N_m, ont été fortement plissées et ces arkoses mayombiennes se présentent, dans ce secteur, en bancs redressés presqu'à la verticale et inclinés tantôt vers le NE, tantôt vers le SO.

Ces arkoses mayombiennes s'étendent sur une profondeur de 4 à 5 km vers le N et à peine 2 km vers le S; ensuite elles sont remplacées par des quartzites et des chloritoschistes, comparables à ceux des gorges aval de la Gongo.

Ces couches arkosiques, bordées par des dépôts détritiques et pélitiques, correspondent, à mon avis, au passage d'une ride ou cordillère que j'ai appelée ici : Cordillère Gongo-Mouissa.

Cette sédimentation arkosique et la présence de cordillères ou de hauts fonds ne sont d'ailleurs pas exceptionnelles et ne se bornent pas à ce bassin fluvial.

Dans le bassin de la Loukoula, sur la Coupure Pointe-Noire, J. Cosson (1955[a]) a signalé que cette série mayombienne est essentiellement constituée par des schistes arkosiques, passant progressivement à des faciès détritiques plus fins et à des sédiments pélitiques en s'approchant du bassin du Kouilou.

Ces quelques faits font ainsi entrevoir que la subsidence, à l'aurore du Mayombien, est caractérisée par une sédimentation détritique de cordillères ou de hauts fonds alternant avec une sédimentation pélitique de bassins secondaires profonds. Par ailleurs, et je l'exposerai par la suite, l'orientation des zones isopiques de cette Série de la Loukoula, au début de sa subsidence, s'effectue parallèlement à la direction de l'ancienne chaîne, la *Gabonide prémayombienne.*

Ceci introduit le problème des corrélations entre la répartition des faciès de sédimentation de l'orogène subsident et la tectonique de l'orogène antécédent, problème dont nous parlerons par la suite

Le Système des Monts Bamba dans les bassins de la Gongo et de la Niambi

Sur les collines de la rive gauche de la Gongo se dressent et s'étagent, entre les altitudes 105 et 257 m, des falaises de grès-quartzites, blancs, grossiers, sériciteux, plus ou

moins conglomératiques à la base et reposant en discordance angulaire sur les couches détritiques ou pélitiques mayombiennes. A l'une des sources de la Ouégui leurs strates plongent en effet suivant une inclinaison de 45° NE, alors que les assises de la Série de la Loukoula sont inclinées suivant des pendages plus accentués, 60 à 70° NE.

Ces grès-quartzites vont constituer dans toute la bordure occidentale des Monts Kouboula une masse de couches discordantes sur les différentes assises inférieures de la série mayombienne, tantôt sur les bancs de chloritoschistes, tantôt sur les arkoses schistifiées ou sur les intercalations de roches gabbroïques métamorphisées.

Au Nord et au Nord-Est de la branche équatoriale de la Mouissa, dans la même position stratigraphique, discordantes elles-aussi sur la Série de la Loukoula, des arkoses noires avec même ciment sériciteux remplacent ces grès-quartzites. Ces couches sont très différentes des arkoses schistifiées du système sous-jacent.

Vers les mêmes altitudes, des roches gabbroïques de même nature que les dykes concordants, mais plus frais, bien que rétromorphosées et plus ou moins métamorphisées, vont constituer quelques crêtes entre la Moualou et la Gongo (layon piquet centre du Permis minier Golliard) et entre la rivière Ouégui et le confluent de la Mouissa.

Dans cette région couverte de forêts, les contacts avec la série des grès blancs sont peu nets, aussi est-il difficile d'affirmer si ces roches basiques sont sous-jacentes ou traversent cette série.

J'estime toutefois que ces pointements appartiennent eux-aussi à la Série de la Loukoula et qu'ils ont été métamorphisés au cours d'une période antérieure au dépôt des grès-quartzites sériciteux de cette série de base d'un nouveau système, le système des Monts Bamba. Ils marquent tout au moins la reprise d'une activité volcanique basique.

Des rapides de la Gongo jusqu'au village Loufoti, près de la Noumbi, les grès-quartzites de cette série de base, que j'appelle Série de la Banza, conservent le même faciès détritique de grès grossiers blancs à éclat soyeux et ils créent des reliefs tabulaires.

Les bancs de base comportent généralement des galets de nature variable : quartz hyalin, quartz laiteux, quartz enfumé, micaschiste, quartzites légèrement micacés, etc. Les bancs supérieurs sont d'une nature plus fine et plus compacte.

Rapidement, à l'Est de l'ancienne piste de Loufoti à l'ancien village Dianga Tébi, ces couches détritiques, discordantes, disparaissent, laissant alors à découvert le Mayombien.

Ainsi donc, sur toute cette bordure occidentale des Monts Kouboula, cette Série de la Banza n'est représentée que par une sédimentation détritique. Nous verrons par la suite que, sur la bordure orientale de ce massif et même de toute la chaîne, cette série n'est à peu près constituée que de faciès pélitiques.

Il se pose donc là encore un problème de répartition des faciès de sédimentation en faciès détritiques « occidentaux » et faciès pélitiques « orientaux » en fonction de la tectogénèse mayombienne antécédente. Je l'exposerai dans ce mémoire.

Le Système du Prémayombe dans le bassin de la Noumbi

Le sédimentaire côtier et la couverture forestière masquent les séries précambriennes sur les six premiers kilomètres de la piste Loufoti-Mounongo-Koto Vindou. Aussi peut-on difficilement rattacher à des séries précambriennes définies les quelques blocs épars de quartzites noirs ou blancs, à texture saccharoïde.

A partir du km 7 et jusqu'au km 9 de cette piste, affleurent de part et d'autre de la rivière Noumbi, des couches de quartzites et quartzites micacés, des couches d'épidotites et de micaschistes chloriteux, en plis isoclinaux fortement déversés vers le NE.

Ces assises détritiques et pélitiques affleurent dans les rivières Kinioumba et Vemba, tributaires de la rive droite de la Noumbi. Elles vont former la majeure partie des crêtes occidentales des Monts Kouboula.

Elles se retrouvent sur la rive gauche de la Noumbi dans les rivières Loutchinguila, Loubanguila, Tchapi-Tchapi, puis elles se poursuivent vers le Sud.

Dans la rivière Kinioumba, les petites cascades sont formées par des quartzites massifs blancs ou gris très clair et des quartzites micacés de même teinte.

Les quartzites ont un litage fin, seulement visible en esquilles transparentes.

Certaines strates entièrement siliceuses, de quelques centimètres d'épaisseur, sont séparées par des joints micacés de quelques mm.

Le mica est une ferrimuscovite de recristallisation, en lépidoblastes allongés et disposés parallèlement les uns aux autres dans le plan de foliation.

Ces deux faciès quartzitiques vont constituer à peu près les seuls affleurements de la rivière Kinioumba avec des inclinaisons de 20 à 30° SO et des alignements 323-333 Nm.

Ces mêmes variétés servent de soubassement visible aux collines centrales des Monts Kouboula, les plus élevées, et pour cette raison, j'ai donné à cet ensemble quartzitique le nom de Série des Monts Kouboula. Cette série est l'homologue des couches inférieures de la Série de Bikossi (J. Cosson 1955) au Sud du Kouilou et de la *Série de Matadi* au Bas Congo belge.

Dans les tributaires de la rive gauche de la Kinioumba et dans la Vemba, ces assises de quartzites massifs et de quartzites micacés sont recouvertes en concordance apparente par des assises, de puissance comparable, d'épidotites légèrement amphiboliques et de micaschistes chloriteux.

Ces roches représentent ici la Série de la Douigni, série supérieure du Système du Prémayombe.

Au Sud de la Noumbi, dans les rivières Loutchinguila, Loubanguila et Tchapi-Tchapi, ces mêmes couches de micaschistes à chlorite et à résidus de biotite verte plus ou moins décolorée, recouvrent la série des quartzites et se présentent avec le même style isoclinal déversé.

Toutefois, des accidents locaux peuvent redresser à la verticale ces bancs en général très inclinés vers le NE. J'ai observé une zone de fracture à la limite Kinioumba-Vemba dans des bancs d'épidotites et d'amphibolites fortement épidotisées.

Au passage de la fracture, les roches sont mylonitisées et traversées par des filons de quartz très légèrement pyriteux et aurifères.

Aux épontes d'un des filons est accolée une bande continue d'aiguilles de chrysotile ou d'une autre variété de serpentine. Cette même épidotite amphibolique est recoupée par un mince filet de phénoblastes pegmatitiques de feldspaths.

Sur la coupe précédente, nous avons montré que ces deux séries prémayombiennes (Série des Monts Kouboula, Série de la Douigni) avaient un alignement tectonique OSO-ENE complètement différent de la *direction mayombienne* SE-NO.

Or sur cette coupe, elles se présentent avec l'orientation mayombienne.

Cette incohérence tectonique peut s'expliquer si on considère que, lors du plissement des couches du Système du Mayombe, les sédiments prémayombiens, ici encore peu indurés, ont été entraînés avec les séries mayombiennes et plissées en même temps.

*
* *

Système du Mayombe dans le bassin de la Noumbi (de la rivière Banza, km 10, à la rivière Tchissa mamba, km 19,300)

Les roches rétromorphosées prémayombiennes cessent d'affleurer au voisinage de la rivière Banza, petit affluent de la Noumbi. Leur succèdent des chloritoschistes carbonatés, plus ou moins phylladiques, à métamorphisme strictement épizonal et très souvent traversés en tous sens par des filons et filonnets de quartz. Ils semblent persister jusqu'à la rivière Irila.

L'alignement de leurs couches est à peu près identique à la direction des séries prémayombiennes précédentes. Leurs pendages, par contre, normalement de l'ordre de 60° SO, font apparaître une nette discordance angulaire.

Ces chloritoschistes carbonatés, ressemblant beaucoup aux chloritoschistes des rapides de la Gongo, appartiennent à la base de la Série de la Loukoula du système immédiatement sus-jacent : le *Système du Mayombe.*

Par contre, entre la rivière Irila et l'A. V. Fitsi, prédominent des faciès détritiques : quartzites micacés très riches en martite. Ces roches peuvent être confondues macroscopiquement avec les quartzites micacés de la Kinioumba, de la Loutchinguila ou de la Tchapi-Tchapi. Ces quartzites en diffèrent complètement sous le microscope.

Ces quartzites, finement foliacés, contiennent dans leur trame de petits granules quartzeux bleutés, bien visibles à la loupe sur la tranche.

Ces granules quartzeux ont une origine détritique certaine : Ils proviennent de la destruction des porphyroïdes intertratifiés dans les sédiments pélitiques des niveaux sous-jacents de la Série de la Loukoula.

Ces quartzites micacés sont donc en fait des quartzites tufacés. Ils représentent un niveau très important. Ils forment toute la colline de Sakama, sur le flanc septentrional des Monts Kouboula et ils se suivent d'une façon continue, suivant l'axe mayombien NO-SE jusqu'à la rivière Dola, à une quinzaine de kilomètres au Nord du fleuve Kouilou.

Dans ce bassin de la Noumbi, la Série mayombienne de la Loukoula est donc représentée par un niveau essentiellement pélitique à sa base, surmonté d'un niveau exclusivement détritique.

Le Système des Monts Bamba dans le Bassin de la Noumbi

A partir de la rivière Tchissa Mamba s'élève une série de collines, dont la nature et la structure des roches indiquent un changement de série.

Là encore, la discordance, visible cartographiquement, n'est pas discernée nettement sur le terrain.

Cette nouvelle série, *la Série de la Banza,* est constituée tout d'abord par des schistes chloriteux. Leurs bancs, à plongements 35-40° SO, forment les bed-rock des rivières Moutsobo, Mounongo, Mouléké et de leurs tributaires. Ces schistes sont presque constamment orientés 310 N_m. Ils sont quelquefois ampéliteux. Finement lités, ils ont une surface satinée verte; cette patine et cette couleur sont produits par de fines particules de chlorite et de séricite fibreuse associées. De la magnétite en petits grains ou de la pyrite constellent parfois la roche.

Dans ces schistes apparaissent quelques bancs quartzeux qui, par altération, prennent le « faciès saccharoïde ».

Ce faciès d'altération est très général pour les quartzites des séries précambriennes dans le Mayombe et peut entraîner des confusions avec les quartzites tufacés de la région de l'ancien Fitsi ou les quartzites de la rivière Kinioumba qui appartiennent à des séries et des systèmes différents.

Le haut de la colline de Mounongo semble essentiellement formé de quartzites, alors que les schistes apparaissent dans les bas fonds de part et d'autre de cette colline de Mounongo et des collines voisines. Dans cette région, les schistes constitueraient un niveau inférieur et les quartzites un niveau immédiatement sus-jacent, comme dans le cas de la série mayombienne.

Vers le Nord, près du village Tendou Bengo, cette série est recouverte par les grès-quartzites de la Série du M'Beïa, homologue de la Série de Mossouva sur la Coupure Pointe-Noire.

Vers l'Est, les schistes satinés chloriteux et les quartzites de la Série de la Banza persistent dans la Mouléka, affluent de Gombi, et dans la Matombi, sous-affluent de la

Noumbi. Les schistes chloriteux satinés de ces deux rivières sont à peu près identiques à ceux de la Moutsobo ou de la Mounongo, mais leurs pendages SO plus faibles : 25 à 30°.

Les grès-quartzites de la Série supérieure du Système des Monts Bamba, la Série du M'Beïa, commencent à affleurer à partir de la rivière Goula. Ces grès-quartzites sont constitués par des grains arrondis de quartz, rendus cohérents par des débris plus fins et un accroissement secondaire, ce qui leur donne un aspect de quartzite.

Sous le microscope, leur nature gréseuse est bien visible et la recristallisation bien moins nette que dans les niveaux siliceux des séries sous-jacentes.

Dans cette région, ces roches détritiques sont d'une teinte blanche ou d'un blanc légèrement bleuté.

On n'y rencontre pas les faciès multicolores de la région de Koto Vindou, à quelques kilomètres plus au Nord, ou du secteur de Tchibadika, sur la Coupure Pointe-Noire.

Leurs directions et leurs pendages sont très variables, soulignant les accidents qui affectent cette série. Ces couches, en général déversées vers l'avant-pays, peuvent être renversées vers l'anticlinorium. Des cisaillements s'opèrent suivant l'axe des plis et ces grès-quartzites, mylonitisés, recristallisent en un facies nettement quartzitique.

Localement ces couches gréso-quartzitiques comportent quelques intercalations schisteuses (km 6,960 - km 7 - km 7,040 de la piste Mounongo-rivière Kouango). Mais ces bancs schisteux sont sporadiques.

Certains ne correspondent qu'à des passées de quelques mètres; d'autres peuvent représenter les restes du niveau schisteux sus-jacent.

Système du Congo occidental dans le bassin de la Noumbi et de la Loubomo

Au km 9,420 de cette piste, dans la rivière Mabominé, j'ai trouvé des affleurements d'une tillite schisteuse, gris sombre à noire, riche en matières carbonées. C'est la tillite de la Série glaciaire du Bamba. Elle a comme orientation, 295 N_m et un pendage de 50° SO.

Mais cet affleurement assez épais doit correspondre à un replis synclinal, car on retrouve par la suite sur près d'un kilomètre, des blocs de grès blancs mêlés à des blocs de jaspes roux plus ou moins géodiques, caractéristiques de la *Série de M'Beïa.*

Je n'ai pas retrouvé au voisinage du km 11,240 de cette même piste, la *Série glaciaire du Bamba,* mais je pense que les phyllades et schistes verts qui affleurent sur 800 mètres suivant un alignement 298-300 N_m, avec des plongements 60 à 70° SO, appartiennent à la *Série de la Louila.*

La Série de la Louila, rappelons-le, est une série de base du Système du Congo occidental, placée entre les deux séries glaciaires du Bamba et du Niari.

La rivière Kouango est traversée par des bancs de dolomies zonées sous une orientation un peu différente. Ces bancs de dolomies appartiennent vraisemblablement à l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire. L'absence de la Série glaciaire du Niari peut être liée à la présence de la cassure qui s'observe entre les bancs dolomitiques schisto-calcaires et les bancs schisteux de la Série de la Louila.

Conclusions à l'étude de la Coupe des Monts Kouboula

Cette description met en évidence un certain nombre de problèmes et de remarques que je vais résumer.

Sur cette coupe, nous retrouvons la même superposition en quatre systèmes indépendants, séparés nettement par des discordances angulaires et stratigraphiques majeures.

L'axe géanticlinal est représenté par les deux séries prémayombiennes supérieures : la Série quartzitique des Monts Kouboula à la base; la Série des micaschistes de la Douigni au

sommet. Ces séries sont superposées l'une sur l'autre en plis isoclinaux très inclinés et déversés vers le NE.

Cet axe géanticlinal s'ennoie au Nord sous les puissants dépôts arkosiques de la *Série de la Loukoula,* discordants sur les séries précédentes.

D'après la nature des arkoses schistifiées, ces dépôts résultent du démantèlement d'un substratum plutonisé et rétromorphosé.

Ce démantèlement a dû être considérable puisqu'on retrouve sur la Coupure Pointe-Noire des dépôts arkosiques analogues, qui de l'avis de J. Cosson (1955*a*), sont caractéristiques de la Série de la Loukoula.

Cette surabondance de matériaux détritiques n'a pu se faire qu'aux dépens d'un substratum émergé et pénéplanisé. Son arasion a été seule susceptible de réaliser de telles accumulations de dépôts détritiques pour un nouveau cycle de sédimentation.

Il se pose donc bien le problème d'un système plus ancien que le *Système du Mayombe,* tel qu'il avait été défini jusqu'ici.

Ce système plus ancien je l'appelle *Système du Prémayombe.*

J'ajoute qu'une forte discordance angulaire sépare ces deux systèmes et qu'en plusieurs points de la chaîne, elle est soulignée par des dépôts conglomératiques.

Au début de la subsidence, la *Série de la Loukoula* comporte des sédiments détritiques (arkoses, conglomérats, quartzites) et des sédiments pélitiques (chloritoschistes, schistes ampéliteux).

Cette diversité de faciès et leur répartition géographique pose un problème de topographie et de tectonique :

Existence de bassins secondaires séparés par des cordillères, orientés parallèlement à la direction de l'ancienne chaîne.

Par la suite, la généralisation progressive de sédiments pélitiques indique un ennoyage général de toutes les rides ou hauts fonds.

Cette grande transgression a dû être favorisée par le soulèvement du socle au SO et son renversement vers le NE, dont la poursuite du mouvement détermina la formation d'une chaîne allongée, aux plis longitudinaux sensiblement parallèles à la côte atlantique : la *Grande Cordillère mayombienne.*

Ces différentes particularités de la Série de la Loukoula permettent de la subdiviser au moins en trois niveaux :

— un niveau de base avec des faciès détritiques et pélitiques régionaux;
— un niveau à faciès détritiques et pélitiques;
— un niveau à faciès pélitiques.

Pendant la subsidence de la Série de la Loukoula, ces sédimentations pélitiques et détritiques ont été accompagnées d'émissions volcaniques.

Sur notre coupe apparaissent, dans la partie septentrionale des Monts Kouboula, des laves basiques. Elles traversent assurément les deux niveaux inférieurs. Il n'est pas certain que ces roches basiques aient traversé le dernier niveau.

En dehors de la coupe, plus au Sud de la région de Kakamoëka, se sont interstratifiées, dans les sédiments pélitiques du niveau de base, des laves acides.

Toujours au Sud de la coupe et à l'Est de la région de Kakamoëka des laves basiques couronnent cette Série de la Loukoula. Elles s'intercalent toujours entre la série inférieure et la série supérieure.

Cette série supérieure que j'appelle *Série de Sounda* n'apparaît que dans cette région de Kakamoëka. J'en parlerai ultérieurement. Je signalerai qu'elle comprend des faciès détritiques (quartzites), des faciès pélitiques (schistes), des faciès carbonatés (schistes carbonatés et cipolins).

Ces émissions de roches éruptives se produisirent pendant la subsidence du Système du Mayombe puisque ces roches furent métamorphisées avec les couches de ce système.

Elles durent accompagner les secousses transmises à travers un socle induré, secousses

qui ont influé sur la répartition des faciès des séries du Système du Mayombe et sur la direction des plis de la chaîne future.

La répétition dans tous les systèmes de déformations de style isoclinal qui se sont disposées parallèlement les unes aux autres suivant un même alignement SE-NO, la *direction mayombienne,* a créé une certaine harmonie structurale autour de l'axe géanticlinal.

Cet axe géanticlinal est représenté par les deux séries supérieures du Système du Prémayombe.

Alors que la coupe précédente montrait une nette opposition entre la tectonique du *Système du Prémayombe* et celle des systèmes sus-jacents, ce synchronisme des alignements tectoniques des divers systèmes pose les problèmes de la sédimentation géosynclinale continue et de la tectonique superposée.

Ce *Système du Mayombe* a émergé et a été pénéplanisé puisque les dépôts du Système sus-jacent, le *Système des Monts Bamba,* sont venus le recouvrir en discordance et puisque ce Système du Mayombe a été réduit le plus souvent à la série inférieure, la Série de la Loukoula.

La répartition en sédiments essentiellement détritiques à l'Ouest et essentiellement pélitiques à l'Est en deux grands cordons parallèles implique :

— une persistance des reliefs de la Grande Cordillère mayombienne;

— l'ouverture d'une fosse parallèlement aux plis de cette chaîne.

Cette orientation de l'ancienne chaîne, la *chaîne mayombienne,* permit la subsidence du Système des Monts Bamba dans cette grande fosse allongée, entrecoupée de cordillères étroites.

Les plis avec déversement tantôt vers le SO, tantôt vers le NE, semblent faire apparaître une tectonique en éventail en rapport avec la persistance du soulèvement de l'axe géanticlinal suivant l'axe SO-NE.

Il a fallu une émersion générale de ce Système des Monts Bamba pour que puissent s'implanter des dépôts d'origine glaciaire : *Série glaciaire du Bamba.*

Mais avant la formation de la calotte glaciaire, il y a eu érosion intense puisque les premiers poudingues glaciaires viennent reposer le plus souvent sur le niveau gréso-quartzitique de la série supérieure du Système des Monts Bamba, la *Série du M'Beïa.*

La régularité des inclinaisons SO des séries du Système du Congo occidental, leur déversement constant vers le Massif du Chaillu et le champ de failles qui court tout le long du flanc oriental de la chaîne du Mayombe, posent pour ce système du Congo occidental un problème de tectonique d'écoulement par gravité accompagné d'une tectonique fracassante.

CHAPITRE III

LES GRANDS ENSEMBLES GÉOLOGIQUES

Au cours de la description de ces deux coupes, nous avons résumé les principaux problèmes pétrographiques, stratigraphiques et tectoniques que je vais exposer dans les pages qui vont suivre.

En conclusion, on peut dire que les formations précambriennes de cette partie de l'Afrique centrale se répartissent en quatre Systèmes superposés de haut en bas :

SYSTÈMES	SÉRIES SÉDIMENTAIRES (sédiments et laves interstratifiées)	ROCHES plutoniques et migmatitiques
SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL (dans le Synclinal de la Nyanga)	Séries schisto-gréseuses. — — — — — — — — — — — — — Série schisto-calcaire. Série glaciaire du Niari. — — — — — — — — — — — — — Série de la Louila ou de la Bouenza. Série glaciaire du Bamba.	
SYSTÈME DES MONTS BAMBA et Série de l'Oano du Massif du Chaillu	Série du M'Beïa. — — — — — — — — — — — — — Série de la Banza.	
SYSTÈME DU MAYOMBE	Série de Sounda. — — — — — — — — — — — — — Série de la Loukoula.	Métasomatose albitique et pluton des Mts Doudou.
SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE	Série de la Douigni. — — — — — — — — — — — — — Série des Monts Kouboula. — — — — — — — — — — — — — Série de la Doussa.	Granite de Tongodo. . . . . . . Granites albitisés de la N'Douna. . . . . . . Microgranites des Likassa. Anorthosites quartzitiques de la Dounvou.

J'ajouterai pour terminer que les deux premiers systèmes furent accompagnés de plutonisations importantes dont la répartition est indiquée dans le tableau précédent.

Dans la région méridionale, qui fait l'objet des coupes décrites, cette granitisation n'est pas suffisamment développée pour masquer totalement les relations des Systèmes du Mayombe et du Prémayombe.

Par contre, dans la partie septentrionale de cette chaîne existe une région complexe dans laquelle la granitisation est très développée et masque presque totalement les caractères lithologiques et stratigraphiques des séries métamorphiques.

Il devient donc très délicat, ici, de distinguer les séries qui appartiennent au *Système du Mayombe* et les séries qui représentent le *Système du Prémayombe* ou des systèmes plus anciens encore.

Je désigne cet ensemble particulier sous le nom de : *Complexe du Mayombe septentrional.*

Il sera décrit dans un chapitre spécial.

Le Massif du Chaillu à l'Est du Synclinal de la Nyanga présente des caractères analogues et sera décrit sur sa bordure Ouest.

En définitive, nous étudierons successivement :

Le Système du Prémayombe, avec ses séries cristallophylliennes et ses granitisations.

Le Système du Mayombe, avec ses séries cristallophylliennes et sa granitisation.

Le Complexe du Mayombe septentrional, essentiellement plutonique.

Le Massif du Chaillu, essentiellement plutonique.

Le Système des Monts Bamba, essentiellement sédimentaire et métamorphique.

Le Système du Congo ocidental, dans le synclinal de la Nyanga.

Ce dernier système est essentiellement sédimentaire et généralement non métamorphique. Cependant, dans certaines zones particulières, on voit se développer dans ce système, un métamorphisme qui sera également décrit.

DEUXIÈME PARTIE

SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE

INTRODUCTION

L'idée d'un socle ancien au Mayombe n'est pas récente et a déjà été évoquée en A.E.F. avant la guerre 1939-1945.

La découverte par A. Amstütz en 1928 aux environs des km 102,4 et 96,7 du tracé du chemin de fer Congo-Océan de dépôts conglomératiques à galets de granites et de gneiss avait fourni des éléments pour une nouvelle classification des formations dites cristallines et cristallophylliennes.

A la suite de sa découverte, A. Amstütz soutint (1929-1931) qu'il existait une discordance importante entre les Systèmes cristallin et cristallophyllien et il avança l'idée d'un « *Substratum primordial* » au Mayombe.

Cette idée eut une certaine vogue, mais fut cependant rapidement abandonnée.

Les géologues qui travaillèrent par la suite dans cette chaîne, n'eurent pas l'occasion de découvrir des dépôts conglomératiques comparables. La faible puissance du *Conglomérat de M'Boulou* d'Amstütz et sa position par trop localisée firent douter de son importance stratigraphique.

Lorsque les géologues citèrent ce niveau conglomératique, ils ne lui donnèrent qu'une valeur de diastrophisme local.

Cependant la possibilité d'un système plus ancien que le Système du Mayombe fut invoqué de nouveau ces dernières années.

J. Cosson (1953*a*-*b*) avait constaté que, dans le bassin de la Loémé, les couches cristallophylliennes de la *Série de la Loémé* et de la *Série de la Bikossi* (Feuille Pointe-Noire) pouvaient avoir des directions de foliation très différentes de celles des schistes cristallins des séries supérieures.

« Je considère, disait-il, que la direction N 30° E représente à quelques degrés près, la direction du plissement immédiatement postérieur au premier cycle connu du métamorphisme général, propre au *Groupe de la Loémé*. Cette direction est inconnue dans la *Série de la Loukoula* et les séries plus élevées; mais, localement la transgression du *Groupe du Mayombe* a pu épouser les directions tectoniques du Complexe antérieur... »

Il abandonna par la suite l'idée d'un groupe cristallophyllien plus ancien que le Système du Mayombe des auteurs belges.

Il observait en général, de part et d'autre du fleuve Kouilou, une concordance apparente entre ces diverses séries de la Loémé, de la Bikossi et de la Loukoula; seul un conglomérat venait localement séparer la Série de la Loukoula, de la Série de la Bikossi. Les alignements entre ces diverses séries étant presque toujours semblables, il n'accorda en définitive (1955*a*) à cette direction NE 30° que la valeur d'une simple virgation suscitée par la présence des massifs granitiques du Mont Kanda et de la rivière M'Foubou.

Il adopta alors l'ordre de succession des auteurs belges en ajoutant une série plus ancienne, la Série de la Loémé dont l'homologue n'est pas connu au Bas-Congo belge.

Dans la colonie belge, L. Cahen (1954) a envisagé la possibilité d'un système plus ancien. L'hypothèse, dit-il, a été exprimée qu'un granite gneissique porphyrique, très déformé, existe dans le massif granitique de Boma et qu'il pourrait représenter un témoin d'un « socle antérieur » aux couches de Palabala, base connue avec la Série de Matadi du Système du Mayombe.

Pour la région de Matadi-Inga-Monolithe, P. Thonnart (1957) donne une succession locale suivante en trois séries, qui sont de la base au sommet :

— *La Série de Matadi;*

— *La Série des roches vertes de Gangila;*

— *La Série d'Inga.*

Entre la Série d'Inga (à peu près équivalente à la Série de la Duizi de L. Cahen) et les deux séries sous-jacentes, il signale une discontinuité stratigraphique locale et une discontinuité tectonique plus générale.

Mais il ajoute que ses arguments actuels sont encore trop faibles pour conclure à l'existence d'une discordance entre la Série d'Inga et la Série de Gangila.

Par contre à la suite de mes travaux et observations depuis 1949, tant au Gabon méridional qu'au Moyen-Congo, plusieurs faits m'ont suggéré la survivance d'un substratum antérieur au Système du Mayombe.

A diverses reprises, je remarquai qu'un important groupe de schistes cristallins à tectonique mayombienne débutait par de puissants dépôts arkosiques ou par une assise conglomératique.

Les roches de ces galets (roches cristallophylliennes, migmatites, roches plutoniques) avaient toutes les mêmes caractères structuraux de recristallisation et de rétromorphose. Ces mêmes caractéristiques pétrographiques se retrouvaient dans les constituants des arkoses. Tous ces éléments détritiques provenaient donc de la destruction d'un même substratum émergé et arasé.

Par ailleurs, je discernai, localement, quelques discordances angulaires entre ces séries rétromorphosées et les séries sus-jacentes. J'ai de plus signalé, dans les esquisses géométriques que, lorsque les « impulsions mayombiennes » ne les ont pas modifiées, les directions tectoniques de ces séries rétromorphosées du socle sont radicalement opposées à celles des séries du Système du Mayombe et des séries des systèmes postérieurs.

Ces faits rapidement évoqués et déjà introduits succinctement dans les descriptions géométriques, nous allons tenter de les exposer dans les pages qui vont suivre.

Nous rappelons que ce système ancien à tectonique hétéroaxiale, le Système du Prémayombe, comporte trois séries cristallophylliennes qui sont de la base au sommet :

1) Série de la Doussa.
2) Série des Monts Kouboula.
3) Série de la Douigni.

Nous décrirons successivement ces trois séries, pour nous intéresser ensuite aux phénomènes métasomatiques plutoniques et rétromorphiques qui les affectent.

Un chapitre sera ensuite consacré à la tectonique puis aux relations avec les régions voisines.

CHAPITRE I

SÉRIE DE LA DOUSSA

a) Définition.

La Série de la Doussa n'est pas, à proprement parler, une succession de couches et de niveaux facilement localisés sur le terrain ou sur une carte.

Elle représente un ancien ensemble sédimentaire réduit à des lambeaux éparpillés dans le vieux socle plutonisé et aux caractères lithologiques communs et constants.

Les schistes cristallins de cette série, des gneiss plagioclasiques à texture fine, postérieurement rétromorphosés, ont été très sensibles aux transformations internes métasomatiques et ils n'ont gardé que très rarement, et encore sur des surfaces réduites, leurs caractères cristallins dus au métamorphisme régional.

En effet l'instabilité de ces roches, sous l'influence de conditions thermodynamiques nouvelles, tend à les intégrer dans un cycle évolutif aboutissant à la réalisation de roches plutoniques. De ce fait sur le terrain un affleurement de ces gneiss plagioclasiques sera toujours accompagné de tout un cortège de roches métasomatiques.

b) Répartition géographique.

Ces gneiss plagioclasiques se reconnaissent essentiellement entre la route Mayoumba-Tchibanga et la frontière des Républiques du Moyen-Congo et du Gabon.

En dehors de cette zone les assimilations deviennent douteuses, car ces gneiss ont non seulement participé à la formation du pluton prémayombien mais aussi à celle du pluton mayombien.

Dans la région circonscrite dont je viens de parler, c'est dans le bassin de la Doussa qu'ils ont été le mieux étudiés.

L'implantation de chantiers forestiers, la proximité de la route administrative ont facilité les observations de terrain et ont permis d'acquérir une vue d'ensemble assez précise des diverses formations cristallophylliennes du socle.

On constate tout d'abord que ces gneiss passent très rapidement à des formes migmatitiques variées et à des roches plutoniques du type anorthosite quartzitique andésinique (Doussa I et ses tributaires D_3, G_6 et G_9; Moufoubou Moutsatsa, etc.).

On discerne de plus dans ce bassin (D_{13}, G_{13} et G_{14} de Doussa I; carrefour des voies

forestières R_5 et R_{5bis}; etc.) quelques relations stratigraphiques : sous un alignement commun N 50° E et avec des pendages préférentiel NO de l'ordre de 50 à 70°, ces gneiss plagioclasiques occupent une position anticlinale sous les quartzites micacés et les micaschistes des deux séries supérieures.

De ce fait, comme les couches supérieures de ce système ont été définies en d'autres points de la chaîne, je me suis servi du nom de cette rivière Doussa pour caractériser les couches inférieures, essentiellement constituées par ces gneiss plagioclasiques rétromorphosés.

Cependant dans cette même région circonscrite, on trouve bien d'autres exemples de cette série.

Dans le bassin de la Loutsibi des Baloumbou, près de l'ancienne plantation Berthelot du Chesnay, n'affleurent à peu près que leurs formes métasomatisées sous un alignement très comparable, NE 50 à 33°.

Sur le layon Bayadi-Mambi lagune, vont aussi dominer les faciès migmatitiques de cette série. Toutefois les gneiss normaux occupent les têtes de deux affluents de la rivière N'Zoumbila (vers le km 53 du layon). Ils y sont en relation stratigraphique avec des micaschistes à deux micas et à grenats à structure hélicitique. Un peu plus loin s'observent des couches de quartzites micacés, mais ici avec deux micas.

Il est possible, sans pouvoir l'assurer, que cette série, caractérisée essentiellement par des gneiss plagioclasiques, comporte quelques strates subordonnées de micaschistes grenatifères à deux micas.

Sur la rivière N'Douna, les gneiss de la Doussa, même métasomatisés, deviennent plus rares. Ou bien ils sont masqués par les séries supérieures, ou bien ils sont complètement plutonisés. Nous ne les localiserons avec certitude qu'entre les km 58,800 et 61.

Au Moyen-Congo, dans la région que j'ai étudiée, les roches de cette série ne sont pas visibles.

Au Gabon, dans les Monts Doudou, les roches de cette série, impliquées par ailleurs dans le plutonisme mayombien, ne sont plus guère caractérisables.

Plus au Nord, dans le domaine plutonique septentrional, cette série, comme les séries supérieures de ce système, n'est que présumable.

c) Description pétrographique.

1. *Caractères macroscopiques :*

Ces roches ont une texture planaire nette; leur foliation fine et régulière est soulignée par des lits ténus de micas.

Leur teinte est gris clair à blanc rosé très pâle.

Ces caractères macroscopiques sont constants et facilitent leur reconnaissance sur le terrain.

2. *Caractères microscopiques :*

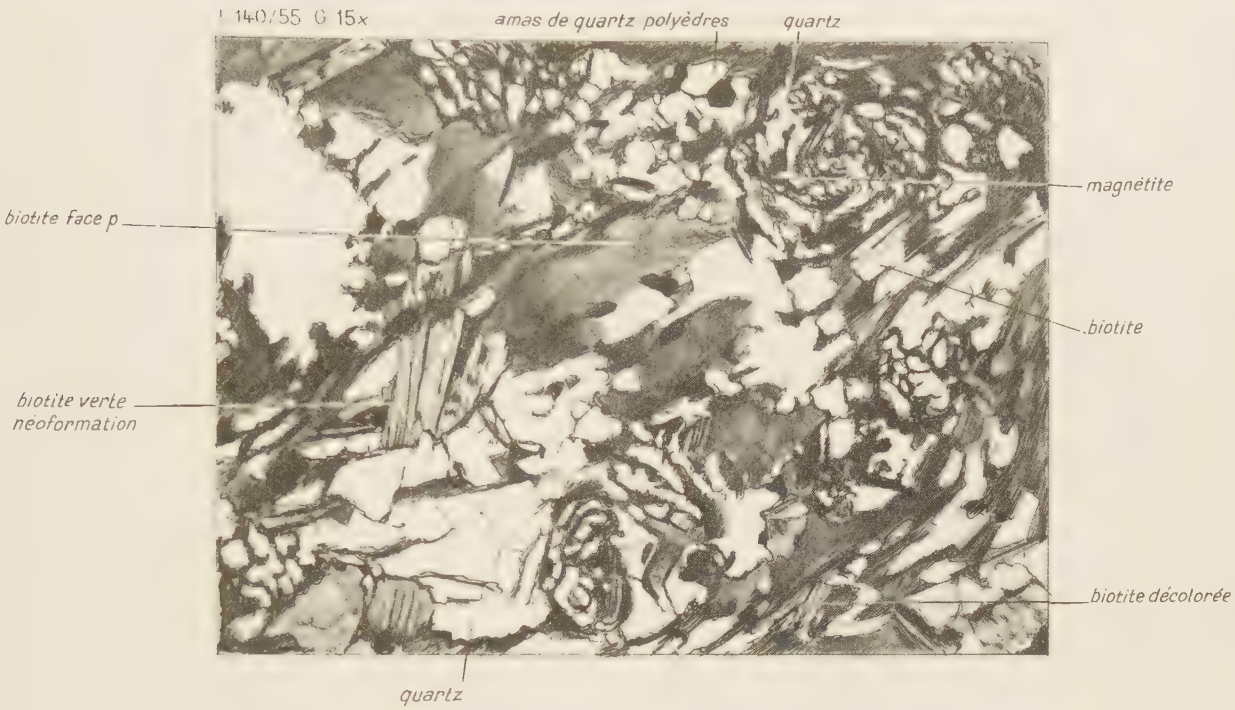
Sous le microscope, le quartz est entièrement recristallisé en une mosaïque de polyèdres à peu près équigranulaires. Quelques quartz plus volumineux, plus grossièrement polyédriques, représentent en général un apport quartzeux recristallisé.

Les plagioclases, toujours xénomorphes, sont le plus souvent étirés dans le plan de foliation.

Ils sont toujours saussuritisés, c'est-à-dire que sur le fond clair et brillant du cristal, ont cristallisé de petits granules d'épidote, de zoïsite et des paillettes de mica blanc, plus rarement de biotite verte. Cette saussurite correspond à l'instabilité du radical anorthite du plagioclase dans certaines conditions de température et de pression.

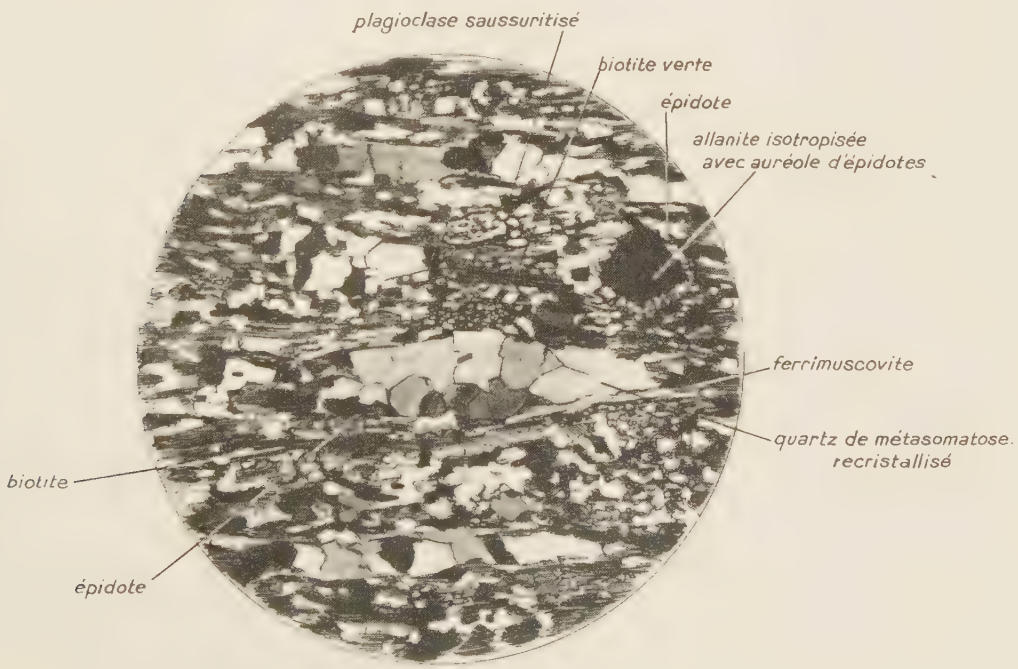
Par la présence de cristaux porphyroïdes de plagioclases saussuritisés, se manifeste une évolution structurale interne conduisant aux anorthosites quartziques prémayombiennes.

Sructure hélicitique des grenats dans des micaschistes



Gneiss de la Série de la Doussa

L 178/49 G : 16 x



Lorsque, pour certains plagioclases, la saussurite est réduite à de fines lamelles de muscovite, ce feldspath donne les propriétés optiques d'une albite à An_{8-10}.

D'ailleurs la présence assez fréquente, dans ces roches, de cristaux d'albite fraîche, non pailletée de micas et à caractères corrodants, indique qu'ultérieurement cette série a été soumise à une métasomatose sodique.

D'après quelques observations sur la rivière N'Douna, observations dont nous reparlerons par la suite, la métasomatose albitique aurait suivi le métamorphisme général des premières couches mayombiennes.

Dans ces gneiss, les micas sont en lépidoblastes fins. Certains gneiss montrent une persistance assez marquée de la biotite verte décolorée; d'autres contiennent presque exclusivement, un mica blanc dérivé de cette biotite, la ferrimuscovite.

Communément donc on rencontrera :

Des biotites vertes, paléogénétiques et néogénétiques, et des ferrimuscovites de recristallisation.

L'épidote et la zoïsite sont des accompagnateurs communs de ces micas. Ils sont avec eux en proportion équivalente.

De l'allanite, plus ou moins isotropisée, est souvent transformée en épidote sur la périphérie du cristal.

Le zircon est rare dans les gneiss banaux.

Relations stratigraphiques.

Au Gabon méridional, la base de cette série est inconnue jusqu'ici.

Par ailleurs, les couches de gneiss de cette Série de la Doussa se situent apparemment sous celles de quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula.

En effet ils prennent toujours une position anticlinale par rapport aux assises de cette série supérieure de quartzites.

Mais il n'a été remarqué :

— ni passage graduel d'une série à l'autre;
— ni changement brusque entre ces deux séries;
— ni horizon conglomératique interposé entre elles.

Nous n'avons constaté, dans certains cas, que l'interposition de micaschistes à deux micas et souvent grenatifères entre les quartzites de la Série des Monts Kouboula et les gneiss plagioclasiques de la Série de la Doussa (rivières Douengui, Doussa, Loutsibi et Mont N'Zoumbila). Il peut être question soit de couches subordonnées aux gneiss, soit de faciès pélitiques de la Série des Monts Kouboula.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on peut donc seulement signaler que la Série des Monts Kouboula repose en concordance apparente sur la Série de la Doussa.

Relations avec les régions voisines.

Au Moyen-Congo, dans la zone du chemin de fer Congo-Océan, J. Cosson a décrit (1955*a*) une série constituée de gneiss et de micaschistes qu'il désigne sous le nom de *Série de la Loémé*.

Peut-on considérer la Série de la Doussa et la Série de la Loémé comme semblables ?

Tectoniquement et stratigraphiquement, les affleurements de la Série de la Doussa, distants de quelques centaines de kilomètres de ceux de la Série de la Loémé, semblent être leurs nomologues.

J. Cosson signale que la Série de la Loémé comporte plusieurs faciès lithologiques, qui résultent du métamorphisme général des roches sédimentaires dans une zone où coexistent biotite et muscovite.

Apparemment les couches sédimentaires qui ont donné les gneiss fins de la Doussa, ont été métamorphisées dans la même zone.

Macroscopiquement, les faciès des gneiss de ces deux séries sont différents. Ils présentent par contre des similitudes de structures sous la lame mince : ce sont des roches recristallisées; les micas sont en lépidoblastes; le mica blanc est de néocristallisation. Les plagioclases, de teneur en anorthite comparable, sont xénomorphes et contiennent souvent des paillettes de micas, seuls ou associés à des épidotes.

Il semble y avoir une albitisation comparable des faciès lithologiques de la Loémé et de ceux des gneiss fins de la Doussa.

Par contre, nous n'observons à peu près jamais de grenats dans les roches de la Série de la Doussa, sauf dans des zones où la métasomatose mayombienne a été active (secteur du Rembo N'Dogo sur la coupure Mayomba-Ouest). Dans les faciès lithologiques de la Série de la Loémé, le grenat almandin est à peu près constamment présent.

Je pense, en fin de compte, que ces deux séries sont parallélisables et dans ce cas, les gneiss de la Doussa représenteraient un faciès particulier de la Série de la Loémé. Mais seules des études de détail, à travers la chaîne, permettront d'établir avec sûreté une homologie parfaite.

Actuellement aucune série comparable n'est connue au Bas Congo belge sous la Série de Matadi et de Palabala.

En Angola, F. Mouta (1954) indique à la base du soubassement ancien une série gneissique.

Les descriptions pétrographiques de cet auteur, sans l'appui de microphotographies, ne sont pas assez parlantes pour que l'on puisse juger d'une homologie entre la série gneissique de l'Angola et les roches des Séries de la Loémé et de la Doussa.

Il n'est pas exclu qu'une partie de ce soubassement ancien de l'Angola corresponde au Système du Prémayombe et soit donc antérieure au Système du Mayombe « sensu stricto ».

CHAPITRE II

SÉRIE DES MONTS KOUBOULA

a) Définition.

Cette série est essentiellement siliceuse. Elle est représentée par des couches de quartzites et de quartzites micacés, remarquables par la constance de leur faciès, de leur composition et de leurs caractères texturaux et structuraux.

Dans le Mayombe gabonais, elle est réduite à des lambeaux disparates.

Depuis la rivière Niambi, dans les Monts Kouboula (Moyen-Congo), cette série quartzitique, à caractères constamment homogènes, s'étend en une bande anticlinale continue à travers tout le Moyen-Congo (Mayombe) et le Cabinda portugais pour aller former les assises de la cité de Matadi. D'où le nom de *Série de Matadi* que lui octroyèrent les auteurs belges.

En A.E.F., les quartzites de cette série avaient été classés par les anciens auteurs français tant au Moyen-Congo qu'au Gabon dans une série, dite *Série cristallophyllienne.*

Dès 1945, pour les quartzites du bassin de la Loundji, placés en position anticlinale sous des couches de micaschistes rétromorphosés et d'épidotites, j'envisageais une assimilation vraisemblable avec ceux de la Série de Matadi des auteurs belges.

Je retrouvai plus tard la prolongation de cet ensemble quartzitique, avec la même position stratigraphique, au delà de la Loundji et dans les collines centrales des Monts Kouboula. C'est dans ce dernier massif que je découvris les représentants de cette série en galets dans des conglomérats métamorphiques. Cette découverte permettait, dès cette époque, d'affirmer leur place à la base du Précambrien, tout au moins au Moyen-Congo, et d'établir une esquisse stratigraphique avec comme série de base cet ensemble de couches quartzitiques. Je lui donnai le nom de : *Série des Monts Kouboula.*

Toujours au Moyen-Congo, mais dans la région du Chemin de fer Congo-Océan (CFCO), J. Cosson, en 1953 et 1955, groupa sous le nom de *Série de la Bikossi* deux ensembles : — à la base, des couches de quartzites à micas blancs; — au sommet, des couches de — « schistes verts ».

Le groupe inférieur de cette série est l'équivalent de notre Série des Monts Kouboula comme le groupe supérieur est l'homologue de notre Série de la Douigni (qui fera l'objet du chapitre suivant).

Dans cette région du C.F.C.O., la discordance paraissant relativement peu importante entre la Série de la Bikossi et une série sus-jacente, qu'il appela *Série de la Loukoula,*

J. Cosson fut amené à considérer (1953) cette Série de la Bikossi comme base du Système du Mayombe. Cependant il avait envisagé de rattacher à un système plus ancien la série sous-jacente, dite *Série de la Loémé* (1953).

Cette discordance semble encore plus atténuée au Bas Congo belge, ce qui a conduit les auteurs belges à envisager un système unique, le *Système du Mayombe,* dans lequel vient s'intégrer, à la base, la partie supérieure de notre Prémayombien.

b) Pétrographie.

La Série des Monts Kouboula dérive par métamorphisme général d'une puissante série gréseuse, dont les caractères homogènes constants peuvent être suivis d'un bout à l'autre de la chaîne.

1. *Caractères macroscopiques :*

Ces roches présentent deux faciès principaux :
— des roches dures, compactes et composées presque uniquement de silice;
— des roches quartzomicacées.

Les roches dures et compactes ont une couleur blanche transparente à blanc grisâtre. Elles prennent par altération un faciès saccharoïde.

Translucides en esquilles, elles montrent un litage fin et régulier; leurs plans de stratification sont souvent pailletés de micas blancs, de type ferrimuscovite.

Les quartzites micacés, sont eux aussi, de teinte très claire : blanc, blanc gris, gris verdâtre. Ces teintes sont fonction des micas qu'ils renferment et de leur teneur dans la roche.

Ces micas sont presque toujours des micas blancs, dont la présence confère à ces roches des reflets soyeux caractéristiques.

Lorsqu'il subsiste un peu de biotite verdâtre ou de pennine, les roches prennent une patine micacée verdâtre.

Les quartzites micacés sont formés d'une alternance relativement régulière de feuillets micacés et de lits quartzeux. L'épaisseur de ces lits quartzeux et de ces feuillets est variable. La prééminence des uns ou des autres détermine la qualification des variétés.

Les séricitoschistes, ou micaschistes à micas blancs, représentent des faciès subordonnés à foliation très marquée; ces variétés à lits minces se délitent facilement.

Il existe vers le sommet de la série, des faciès à galets discoïdaux aplatis de quartzites ou quartzites micacés; le ciment est en général de même nature que les galets. Ils n'ont été observés jusqu'ici qu'au Sud du Kouilou et au Bas Congo belge. Ils correspondent à une émersion au moins partielle de la chaîne.

2. *Caractères microscopiques :*

Sous le microscope, la roche est formée d'une mosaïque de quartz recristallisés en cristallites polyédriques à peu près équigranulaires.

Dans une région à tectonique fracassante, comme le secteur Kinioumba et Vemba dans les Monts Kouboula, la symétrie polyédrique se détruit. Les cristallites s'étirent et s'engrènent.

Dans les variétés micacées, les lamelles (lépidoblastes) de micas sont parallèles les unes aux autres et indépendantes de la répartition de la silice.

Les plagioclases albites apparaissent comme des éléments additionnels au même titre que le microcline ou le quartz à caractères métasomatiques envahissants.

Ces roches sont souvent très riches en magnétite cristallisée en octaèdres. Dans les zones fortement cataclasées, la magnétite s'allonge en bâtonnets disposés dans le plan des micas. Cette magnétite se pseudomorphose souvent en hématite (martite).

c) Répartition géographique.

1. *Série des Monts Kouboula au Moyen-Congo*

Les couches de cette série, essentiellement quartzitiques, se présentent comme un ensemble plissé, d'allure isoclinale, avec une direction mayombienne (320 à 327 N_m) et fortement déversé vers le NE.

Elles s'ennoient à l'Ouest et au Sud-Ouest sous la couverture quaternaire et crétacée-pléistocène. A l'Est, les séries du Système du mayombe viennent reposer en discordance sur cet ensemble. Au Nord-Ouest, les couches inférieures du Système du Mayombe, les arkoses schistoïdes et les chloritoschistes des rivières Gongo et Mouissa le recouvrent; cette série de quartzites ne réapparaîtra au Gabon qu'en lambeaux disséminés dans la coupole anticlinoriale plutonisée.

De la Niambi au Kouilou, et même bien au-delà, les faciès de quartzites compacts vont alterner avec les faciès quartzo-micacés. Cependant les premiers tendent à prédominer vers la Niambi tandis que les seconds prennent une importance de plus en plus grande en s'approchant du Kouilou.

Dans le bassin de la Loundji (Likassa I et II, Louvoumou, Koutouta) cette série quartzitique a été traversée par des filons-couches de microgranites, métamorphisés en mésozone supérieure, puis ultérieurement rétromorphosés et albitisés. Des intrusions microgranitiques comparables ont été signalées au Bas Congo belge, au km 5 du chemin de fer Matadi-Léopoldville

Dans le bassin de la Dola, N. Chochine (1945) et aux « Portes de N'Gotou » du fleuve Kouilou, A. Coulaty (1931) ont signalé des faciès plus fins, résultant d'une nature sédimentaire originelle plus argileuse : sériciteschistes, sériciteschistes quartzeux et quartzites micacés en fines plaquettes de N. Chochine et micaschistes à micas blancs roses ou gris onctueux de A. Coulaty. Aux Portes de N'Gotou, d'après les descriptions de A. Coulaty, le passage d'un faciès à l'autre semble se faire insensiblement.

Pour l'un et l'autre auteur, cet ensemble est recouvert par les couches de la série supérieure, que j'appelle Série de la Douigni; épidotites, chloritoschistes ou micaschistes à biotite, micas blancs et grenats, quartzites chloriteux.

Ces couches, qui avaient jusqu'ici un alignement sensiblement mayombien, prennent des orientations nettement différentes au Sud du Mont Kanda, dans la rivière N'Tombo et dans le bassin confluent de la Loémé et de la Loukénéné.

Dans cette dernière région, A. Tkatchenko (1947) et J. Cosson (1943) ont indiqué que la partie supérieure de cette série comportait des bancs conglomératiques intraformationnels avec des pendages SE 40 à 50°.

De tels bancs conglomératiques ont été signalés au Bas Congo belge dans la Série de Matadi par L. Cahen (1948) et P. Thonnart (1955) et peuvent constituer de véritables couches conglomératiques : le *Conglomérat de Yélala* (P. Thonnart 1957).

J. Cosson signale en outre (1955*a*) que certains affleurements montrent des stratifications entrecroisées. Il en est de même au Bas Congo belge dans les premiers kilomètres de la voie ferrée Matadi-Léopoldville; ce que j'ai pu constater en compagnie de P. Thonnart et J. Cosson.

2. *Série des Monts Kouboula au Gabon*

Au Gabon, ces couches quartzitiques ne réapparaissent dans le socle plutonisé qu'en relicts imparfaitement métasomatisés.

Dans le secteur méridional de ce territoire, ils sont affectés d'une tectonique tout à fait particulière rappelant les observations de J. Cosson dans les bassins de la N'Tombo et de la Loémé. Ceci tendrait à indiquer que ce socle peut conserver au moins localement, son alignement primitif.

Dans cette région, nous signalerons pour mémoire, les affleurements du quadrilatère de

Batoka, ceux de la rivière Louandou (km 73 de la route administrative) ceux de la rivière Mimi (km 70,500) etc.

Plus au Nord; les interprétations commencent à être plus difficiles.

Toutes les séries prémayombiennes se présentent avec des faciès migmatitiques et les couches quartzomicacées de la Série des Mont Kouboula, feldspathisées, se sont plus ou moins dissipées dans le *groupe plutonique des Monts Doudou* ou dans celui du *Mayombe septentrional.*

d) Relations stratigraphiques.

Au Moyen-Congo, au Nord du Kouilou, la base de cette série, vraisemblablement détritique, est inconnue.

La série supérieure, essentiellement pélitique, vient la recouvrir en apparente concordance. On note toutefois de petites discordances très localisées.

Au Gabon, les roches de la série avec les caractères d'un métamorphisme général banal, n'apparaissent que très sporadiquement dans la masse plutonisée sud gabonaise. Elles ont donc subi les mêmes modifications internes que les gneiss de la série sous-jacente. Mais, alors que les roches de la « Série de la Doussa » sont, de par leur composition, éminemment favorables à des transformations internes sous de nouvelles conditions thermodynamiques, les roches de cette série auront des réactions diverses.

Les quartzites purs ou à peu près purs se révèleront très résistants à la feldspathisation et aux échanges métasomatiques.

Les quartzites micacés, qui contiennent des éléments chimiques feldspathisables, seront beaucoup plus favorables aux échanges métasomatiques.

D'après le nombre restreint de lambeaux de quartzites compacts, on peut penser qu'au Gabon, les faciès quartzo-micacés prédominaient sur les faciès purs et compacts de cette série.

Les relicts du socle ancien, visibles au SE de la route Tchibanga-Mayoumba, n'ont pas montré jusqu'ici de discordances angulaires ou de discordances stratigraphiques, soulignées par un niveau conglomératique, entre la Série des Monts Kouboula et la Série de la Doussa.

Tant au Gabon qu'au Moyen-Congo, on n'observe d'autre part, aucune formation détritique grossière au sommet de cette Série des Monts Kouboula ou à la base de la série sus-jacente, la Série de la Douigni.

En conséquence, avec la précision relative des observations actuelles, les relations de cette série avec les série sous et sus-jacentes semblent être celles d'une superposition stratigraphique apparemment concordante.

Elles présupposent une subsidence dans une région de sédimentation géosynclinale continue.

CHAPITRE III

SÉRIE DE LA DOUIGNI

a) Définition.

Cette série est essentiellement constituée de sédiments pélitiques métamorphisés dans la zone des micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques, puis rétromorphosés et recristallisés dans la zone des micaschistes supérieurs de ces mêmes auteurs.

Cette sédimentation a pu être accompagnée de laves basiques, rendues méconnaissables par le métamorphisme, le rétromorphisme et les tensions tectoniques.

Cette série fut d'abord décrite sous le nom de *Série de la Gongo* à la suite de mes observations de 1949 dans le haut bassin de cette rivière.

Or cette rivière renferme simultanément les affleurements de micaschistes à pennine prémayombiens, rétromorphosés et souvent albitisés, et ceux de chloritoschistes mayombiens albitisés. La convergence de leurs faciès peut entraîner des erreurs d'interprétation.

J'ai jugé préférable, pour définir cette série, d'abandonner le vieux terme de Série de la Gongo proposé et de le remplacer par celui de *Série de la Douigni.*

J'ai pu, en effet, constater que dans cette rivière se rencontraient à peu près toutes les variétés spécifiques de la série :

— micaschistes à chlorite, avec ou sans micas blancs et résidus de biotite;

— épidotites; amphiboloschistes; talcschistes.

D'autre part, dans le bassin de cette rivière, les roches de cette série font partie incontestablement d'un ensemble cristallophyllien, tectoniquement antérieur au cycle orogénique mayombien. Elles présentent les mêmes processus de recristallisation et de rétromorphose. Elles participent avec les roches des séries inférieures de ce même système à une évolution plutonique antérieure au plutonisme mayombien.

Comme nous le verrons par la suite, cette série comprend en outre d'autres faciès et principalement des faciès d'origine volcanique.

Dans le bassin de la Loundji, des porphyroïdes, dérivés de laves acides, sont venus s'interstratifier dans les couches de cette série. Ils impliquent, dans cette région, une activité volcanique vraisemblablement sous-marine

Toujours dans cette région congolaise — et bien qu'aucun examen microscopique n'aît pu le prouver — il n'est pas impossible que les épidotites amphiboliques albitiques représentent d'anciennes laves basiques, comme il en est signalé au Bas Congo belge (P. Thonnart 1957).

D'ailleurs de tout un ensemble de roches vertes assez variées, mais à caractère généralement basique, P. Thonnart a fait une série homologue de notre Série de la Douigni : *la Série des roches vertes de Gangila,* reposant sur l'étage supérieur, de conglomérats ou de schistes noirs, de la Série de Matadi (équivalent de notre Série des Monts Kouboula).

J. Cosson (1953 et 1955*a*) par contre, ne constatant pas de discontinuité notable entre cette série et la série quartzitique sous-jacente, fit de cet ensemble supérieur (qu'il appela *Groupe des « schistes verts »*) les couches supérieures d'une même série qu'il nomma : *Série de la Bikossi.*

b) Principaux faciès de la Série de la Douigni.

Cette série résulte du métamorphisme général d'une série pélitique aux sédiments argileux variés, d'où les différents faciès qu'elle comporte.

Micaschistes à pennine et grenats.

C'est le faciès le plus répandu et le plus caractéristique. Il s'observe tant au Moyen-Congo qu'au Gabon. Je l'ai même remarqué au Bas-Congo belge, dans la région au Sud de Tshéla.

Ce sont des roches formées de grandes plaques de phyllites, à surface soyeuse verte. Elles présentent sur la tranche de nombreux plissotements et dans la masse affleurante, de grandes ondulations et de nombreuses fractures, remplies par du quartz filonien.

Elles contiennent très souvent des grenats du type almandin et des octaèdres de magnétite, souvent pseudomorphosés en hématite.

Par feldspathisation, principalement albitique, ces micaschistes passent à des migmatites à figures d'embréchites schistoïdes.

Au Gabon, la sédimentation semble avoir été relativement uniforme et ces micaschistes à pennine, à résidus de biotite verte, ont constitué l'importante couverture des séries inférieures prémayombiennes. Dans la région des rivières Douigni, Doubadama et Mouganga (Layon Klein I, layons forestiers SFM) ces micaschistes, associés à des amphibolites, talcs-chistes et quelques bancs épidotiques, couvrent une superficie résiduelle de 40 km^2. On peut y estimer leur puissance à au moins 2 000 mètres.

Partout ailleurs au Gabon, ils ne constituent plus que des lambeaux plus ou moins migmatisés et reposant en concordance apparente sur la série quartzitique sous-jacente des Monts Kouboula.

Dans les parties méridionales de la coupole plutonisée, les faciès migmatitiques prémayombiens révèleront une superposition de la métasomatose albitique à la métasomatose potassique.

Beaucoup plus transformées à l'intérieur du Massif des Monts Doudou et des Monts des Eschiras, les roches de cette série ne subsistent plus qu'en lambeaux sporadiquement reconnaissables.

Plus au Nord, dans le Mayombe septentrional, le plutonisme a affecté en même temps, les séries métamorphiques mayombiennes et les séries cristallophylliennes prémayombiennes.

Leur plutonisation et leur migmatisation rendent plus difficiles sinon impossible, la dissociation de ces deux Systèmes : Prémayombien et Mayombien.

Doit-on considérer les chloritoschistes à clinochlore, associés à des amphibolites, sur la route de Bifoun, comme d'anciens sédiments prémayombiens ?

Peut-on rapporter à ce vieux substratum les micaschistes du km 68 de la route de Fougamou ?

Dans l'état actuel de nos connaissances, il m'est guère possible de l'affirmer.

Au Moyen-Congo, ces micaschistes se présentent presque toujours sous leur faciès métamorphique banal.

Seuls, ils ne constituent jamais de couches puissantes. Ils sont toujours en bancs associés au faciès d'épidotites, d'amphibolites et de quartzites chloriteux.

Dans cette association, certaines observations de N. Chochine (1945) entre le Kouilou et la Noumbi, pourraient permettre, peut-être, de distinguer un certain ordre de succession, au moins localement.

Dans la rivière Loutembo, affluent de la Loundji, les micaschistes à pennine et à résidus de biotite alternent, sans ordre précis, avec des bancs d'épidotites, plus ou moins amphiboliques.

Cette intercalation de bancs d'épidotites pourrait marquer de simples récurrences de dépôts argileux de nature différente. Elle pourrait aussi correspondre à l'interstratification d'anciennes laves basiques, complètement modifiées par la rétromorphose mésozonale ou épizonale.

Sur l'un quelconque de ces faciès viennent se superposer, sans discontinuité apparente, des bancs de quartzites chloriteux.

Ces éléments semblent donc indiquer une superposition de niveaux pélitiques et détritiques.

Comme les porphyroïdes du bassin médian de la Loundji, sont venus s'interstratifier dans l'un quelconque de ces deux faciès, il n'est pas impossible qu'il y ait eu des phases basiques intercalaires dans cette région soumise au volcanisme.

Epidotites.

Ce sont des roches massives de teinte très lavée, à foliation souvent à peine discernable à l'œil nu. Elles sont souvent grenatifères comme les micaschistes rétromorphosés.

Leurs bancs viennent s'interstratifier entre les bancs de micaschistes à pennine ou bien ils s'associent à des amphibolites.

Pour les épidotites au Nord du Kouilou, certains auteurs comme Blosset avaient envisagé une origine éruptive, les qualifiant de diabases. Si, outre les épidotes, éléments essentiels, ces roches contiennent de l'albite fraîche, de l'amphibole et du sphène, je n'ai jamais observé sous le microscope de structures franchement résiduelles permettant de déceler une origine éruptive.

Dans certains cas, les laves basiques, métamorphisées et rétromorphosées peuvent être transformées sous des tensions intenses à tel point que leur structure originelle s'est complètement effacée. C'est ce que l'on observe localement dans la série des roches vertes de Gangila au Bas-Congo belge.

Il est toutefois difficile d'envisager que, dans cette région congolaise au Nord du Kouilou, tous les affleurements épidotiques reconnus n'aient gardé aucune trace de structure résiduelle.

Cependant, à ce sujet, J. Cosson (1955*a*) signale que la composition chimique de certains échantillons de la région du C.F.C.O. ne s'oppose pas à ce que ces roches dérivent de laves gabbroïques transformées par un métamorphisme épizonal. Cependant, ajoute-t-il, l'extrême rareté des structures en résidus, l'abondance fréquente du quartz et les variations rapides de composition dénient toute valeur générale à cette hypothèse.

Amphibolites sans éléments blancs.

Ce faciès est surtout visible au Gabon.

Ce sont des roches sombres, finement foliées, à texture planaire. Les cristaux d'amphibole allongés dans le plan de foliation se distinguent assez bien à l'œil nu ou à la loupe.

D'après le diagramme A.C.F. (voir neuvième partie) ces amphibolites seraient d'origine sédimentaire, bien qu'associées à une minéralisation nickel-chrome (peut-être d'anciennes marnes). D'autres, au contraire, auraient une origine éruptive.

Peut-être plus résistants à la feldspathisation que les micaschistes, ces faciès amphiboliques subsisteront en lambeaux discontinus, orientés à peu près parallèlement, ou dans le prolongement des uns des autres (reliques de la Louandou, du quadrilatère de Batoka, de la M'Bila Diga, de la Maviévi, etc.).

Ils subiront toutefois des transformations structurales et donneront, de la Douigni à la Nyanga, des migmatites à figures d'agmatites, d'embréchites, plus rarement d'épibolites.

Talcschistes.

Ces roches se présentent soit comme une roche massive à texture équante, soit avec l'aspect de micaschistes à pennine.

Dans le premier cas, ces roches sont d'une teinte verte « drap de billard » lorsqu'elles sont fraîches, ocre brun lorsqu'elles sont altérées. Leur toucher est savonneux.

Dans le second cas, les plaques de cristaux de talc enchevêtrés ont une patine verte plus sombre, plus ombrée que celle des micaschistes.

Ces roches contiennent très souvent de gros cristaux de pyrite ou de magnétite et une minéralisation en chrome et nickel.

Certaines pourraient dériver de roches basiques, métamorphisées avec rétromorphose épizonale, mais l'absence de structures résiduelles écarte cette possibilité.

Quartzites micacés chloriteux.

Ces roches, à texture linéaire, ont une patine soyeuse. Les lits phylliteux, à micas et chlorites, sont séparés régulièrement par des lits quartzeux.

Elles n'ont été observées jusqu'ici qu'au Moyen-Congo. Certains bancs signalés par A. Coulaty (1933) à proximité des quartzites micacés (Série des Monts Kouboula) de Tuba et des Portes de N'Gotou pourraient marquer une transition entre le régime détritique de la Série des Monts Kouboula et le régime pélitique de la Série de la Douigni, et dans ce cas, il y aurait transition graduelle entre les deux séries.

Sur la Loutembo, ces faciès quartzo-micacés, semblent correspondre plutôt à un régime régressif, annonçant l'émersion progressive du Système du Prémayombe.

Les Porphyroïdes.

Ce sont des roches schisteuses à minéraux porphyriques de feldspaths et de quartz bleutés corrodés. En dehors des phénocristaux porphyriques, ces porphyroïdes contiennent très rarement des structures en résidus de pâte éruptive.

Ces porphyroïdes se présentent comme des roches feuilletées ressemblant davantage à des quartzites micacés qu'à des roches éruptives. C'est pour cette raison qu'elles furent primitivement signalées sous le terme descriptif de : *quartzites micacés lités à feldspaths* (N. Chochine, 1945).

Par leur texture et leur faciès schisteux micacé, ces roches ressemblent aux roches sédimentaires.

Par les phénocristaux de quartz à golfes de corrosion, de feldspaths automorphes qu'elles contiennent, ces roches sont incontestablement d'origine volcanique ou subvolcanique.

Dérivés de laves ou de tufs, ces porphyroïdes ont été modifiés par actions mécaniques et par métamorphisme, exercés dans la zone des micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques. Postérieurement, ils ont subi, avec les micaschistes de la Douigni, un rétromorphisme épizonal et ils ont été recristallisés comme toutes les roches du Système du Prémayombe.

Ces porphyroïdes ont été localisés, entre le Kouilou et la Noumbi, de la rivière Dola au Sud jusqu'aux rivières M'Bola et Massissa au Nord, en petites zones circonscrites plus

ou moins étendues (Mont Sambouali N'Zavou; rivières Loukounga et Moungola; rivière Louvoumou; rivière Yondzi, Mont Dendi).

Altérés, ils peuvent être confondus avec les microgranites des Likassa, en bancs concordants dans la Série des Monts Kouboula.

Ils s'interstratifient en général en lits peu épais, de 10 mm à 20 cm au plus, dans des micaschistes à pennine ou des épidotites et très rarement dans des quartzites chloriteux (rivière Yondzi).

Ces porphyroïdes peuvent aussi constituer des bancs superposés de plusieurs mètres, représentant alors de véritables dépôts.

Les contacts de ces porphyroïdes avec leurs roches encaissantes sont toujours francs, même pour des passées de quelques millimètres.

c) Pétrographie.

Micaschistes à pennine.

Ce sont des roches à structure granolépidoblastique.

La chlorite du type pennine provient d'une chloritisation de la biotite verte devenue instable. La biotite peut directement passer à des micas blancs, en particulier à une ferrimuscovite de recristallisation.

Ces lépidoblastes de phyllites sont accolés les uns aux autres et tous parallèles entre eux.

Le quartz est réparti en une mosaïque de cristallites, recristallisés en polyèdres jointifs.

Les lits de quartz dans certains cas peuvent manquer et les lits de phyllites montrent alors une microtectonique avec un axe des microplis perpendiculaire au plan de foliation.

Ces roches contiennent assez souvent de gros grenats, d'origine secondaire.

De la magnétite en octaèdres ou en cristaux aciculaires s'observe couramment; les baguettes de magnétite sont toujours parallèles aux phyllites.

Quartzites micacés chloriteux.

Ils ne diffèrent des précédents que par l'abondance du quartz de recristallisation.

Dans certains échantillons, la lame teinte sensible montre une nette disposition des quartz suivant un plan privilégié.

Epidotites.

Ces roches se présentent avec une structure granoblastique ou granonématoblastique si l'amphibole épizonale de recristallisation est abondante.

L'*épidote* et la *zoïsite* (ou clinozoïsite) vont former les minéraux primordiaux. Ils sont groupés en abondantes taches ou en amas plus ou moins allongés et ceinturés par des phyllites et parfois du quartz.

L'*amphibole* peut manquer ou au contraire, être très abondante. Ce minéral peut conserver sa forme originelle en grands cristaux. Ces cristallites montrent toujours des bords dentelés par segmentation, amorcées en cristaux aciculaires; ils ont un pléochroïsme faible ou sont incolores. Souvent, la place d'un ancien cristal est occupée par un amas de petits cristaux nématoblastiques de néocristallisation.

Le *quartz* a toujours la même structure de recristallisation en pavés polyédriques des micaschistes à pennine. Il peut être disséminé et peu abondant; il peut constituer des amas allongés ou bien participer pour une grande part à la constitution de la roche.

L'*albite* y est toujours fraîche et limpide. Elle sera très abondante dans les faciès de contact avec le granite de Tongondo.

Les phyllites se présentent en lépidoblastes assez courts, rarement de biotite verte, beaucoup plus souvent de chlorite.

Talcschistes.

Sous le microscope, cette roche est formée de cristallites de talc accolés les uns aux autres. Elle peut éventuellement être constellée de gros cristaux de pyrite.

Porphyroïdes.

Dans ces roches à texture planaire, la structure de la trame est granolépidoblastique.

Cette trame est représentée par une mosaïque de cristallites de quartz polyèdres à peu près équigranulaires et par des lépidoblastes de phyllites.

Ces lépidoblastes, tous parallèles entre eux, sont des micas blancs recristallisés (ou non) du type ferrimuscovite ($2V = 36\text{-}38^0$) de la biotite verte ou de la pennine. Dans cette trame s'ajoutent des cristaux nombreux d'épidote et de zoïsite.

Les éléments résiduels de ces porphyres sont représentés :

— par des phénocristaux de quartz et de feldspaths;

— par des microlites;

— isotropes et des plages à sphéorolithes à croix noire.

Les phénocristaux de quartz se présentent soit sous la forme bipyramidée avec des golfes de corrosion, soit sous celle d'un sphéroïde, segmenté en une mosaïque de quartz recristallisés.

Dans les golfes de corrosion se maintiennent quelques microlites de la pâte résiduelle; en dehors de ces cachettes protectrices, les petites traînées discontinues de ces microlites se dissipent rapidement dans la trame quartzophylliteuse.

Les phénocristaux de feldspaths sont automorphes.

Les plus courants sont des albites, pailletées de particules de micas blancs.

Les microclines se présentent soit sous un facies altéré, soit sous l'aspect de microcline albitisé.

Les microclines altérés sont troubles, opaques et se chargent de calcite ou de dolomite.

L'albitisation des microclines est due à l'instabilité de la molécule orthosique en présence de soude.

Cette instabilité d'après J. de Lapparent (1909) est de deux formes :

— C'est une *instabilité de l'édifice cristallin :* le microcline se corrode.

— C'est une *instabilité de l'édifice chimique :* la molécule d'albite vient se substituer à la molécule orthosique.

La corrosion se ferait suivant les plans de clivages p et g^1 du microcline et entraînerait la formation d'une croûte de même composition, d'où son aspect trouble.

Si la corrosion se poursuit jusqu'à la destruction complète du microcline, de l'albite en cristaux libres vient s'individualiser à sa place.

Comme le volume moléculaire de l'albite est inférieur à celui de la molécule orthosique, il se créera des vides au sein de l'albite de substitution. Ces vides seront remplis par des minéraux secondaires, comme la calcite ou la chlorite.

L'orientation des macles de l'albite de substitution serait déterminée par le plan des macles de l'albite du microcline primitif. Il arriverait même que, si la corrosion et l'albitisation se produisaient ensemble, les cristaux d'albite libre, qui tiennent la place des portions de microclines corrodés, pourraient avoir la possibilité de se macler suivant la macle du péricline.

Certains de ces porphyroïdes contiennent des plages à sphérolithes à croix noire. Ces plages sont enveloppées par des grains très fins de quartz et de feldspaths; elles doivent correspondre aux lithophyses de porphyres quartzifères du type rhyolite alcaline.

D'après la composition alcaline de ces porphyroïdes et des résidus qu'ils contiennent, on peut estimer qu'ils dérivent de laves rhyolitiques.

Par les minéraux de la trame quartzomicacée, ils ont été métamorphisés dans la zone des micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques et ultérieurement recristallisés et rétromorphosés.

Relations stratigraphiques.

Cette série se superpose à peu près partout à la série sous-jacente, la Série des Monts Kouboula, avec la même allure de plissement isoclinal, avec les mêmes plongements et avec les mêmes alignements tectoniques : donc en apparente concordance.

Cependant dans le bassin de la Yondzi, entre le Kouilou et la Noumbi, N. Chochine (1945) indique une discordance angulaire entre les couches de la Série de la Douigni, à intercalations de porphyroïdes, et les bancs de quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula. Mais cette discordance n'est connue que localement et, d'après N. Chochine serait due au rejet de grandes fractures longitudinales.

Par contre, un argument de discontinuité stratigraphique entre ces deux séries a été introduit implicitement par J. Cosson (1953-1955*a*) et P. Thonnart (1956-1957). Ils signalent l'un et l'autre que la série quartzitique (Bikossi inférieure de J. Cosson et Série de Matadi de P. Thonnart) peut se terminer par des faciès conglomératiques. Leur présence présuppose une émersion et ferait donc apparaître une discordance.

Mais P. Thonnart indique d'autre part que ce niveau conglomératique terminal passe progressivement à des faciès pélitiques de schistes noirs. Il se produit donc régionalement des concordances par continuité de sédimentation entre les deux séries.

On peut donc alléguer que les conglomérats terminaux traduisent une phase de plissements prémayombiens antérieurs au dépôt de la série de la Douigni; leur présence entraîne implicitement une séparation en deux séries distinctes : La Série des Monts Kouboula à la base et la Série de la Douigni au sommet.

Par contre dans ces fosses persistantes, maintenues ou crées par des mouvements anté-Douigni, les sédiments pélitiques de la nouvelle série sont venus se superposer aux sédiments de la série sous-jacente sans que soit apparue une discontinuité.

Entre la Série de la Douigni et la série mayombienne de base, la Série de la Loukoula, il existe à la fois : une discordance stratigraphique, marquée par la présence de conglomérats et de dépôts arkosiques de recouvrement, et une discordance tectonique, soulignée par une dysharmonie d'alignements. Cette dernière n'est perceptible qu'entre les parties déjà indurées du socle prémayombien et sa couverture plastique mayombienne. Elle sera peu visible entre les parties semi-plastiques du socle et sa couverture mayombienne plastique; seule la présence locale de conglomérats à la base de la Série de la Loukoula conservera le souvenir d'une tectogénèse antérieure au Mayombien.

CHAPITRE IV

PLUTONISME, MÉTASOMATISME ET RÉTROMORPHOSE PRÉMAYOMBIENS

J'ai précédemment indiqué que les roches des séries prémayombiennes, sous leur faciès métamorphique banal, n'existaient plus que comme relicts dans la partie gabonaise de l'anticlinorium.

Les roches de ces séries ont, en effet, subi des changements dans leur composition chimique et dans leur édifice cristallin.

Elles ont été placées, au cours du cycle orogénique prémayombien, dans des conditions thermodynamiques nouvelles. Leur stabilité physique et chimique s'est trouvée rompue.

Par suite d'échanges à courte ou grande distance sont apparus çà et là, dans leur trame foliée, des minéraux nouveaux. Ces néocristaux ont progressivement pullulé et modifié profondément la composition chimique initiale. La texture et la structure des roches en ont été complètement bouleversées.

Entre les feuillets primitifs ou entre les lits initiaux se sont insinués, en s'accroissant, des minéraux nouveaux, principalement quartzofeldspathiques. Ils sont apparus d'abord sous forme d'yeux plus ou moins étirés, puis de veinules ou de lentilles plus ou moins sinueuses et plus ou moins allongées.

Ces anciennes roches cristallophylliennes ont pris alors des figures migmatitiques d'embréchites œillées, amygdalaires, d'épibolites ou d'agmatites.

Leur texture planaire ou linéaire sera encore, pendant un certain temps, conservée mais deviendra de plus en plus discontinue et de plus en plus effacée.

Se créeront enfin des roches grenues, compactes, sans texture planaire bien qu'encore quelquefois orientée : caractères propres aux roches plutoniques.

Ces modifications texturales reflètent les transformations structurales dues au bourgeonnement de cristaux feldspathiques potassiques, calco-sodiques et sodiques et à l'accroissement plus tardif de cristaux de quartz.

Cette différenciation chimique et pétrographique peut être due, soit à un simple réarrangement cristallin, soit le plus souvent à un apport d'éléments chimiques, accompagné du départ d'autres éléments chimiques.

Ce processus, suivant lequel une roche subit un changement dans sa composition chimique par apport et départ chimiques, suivi d'une recristallisation, est appelé : *métasomatose.*

Dans cet ensemble migmatitique très hétérogène, on distinguera tout d'abord les roches qui ont conservé les caractères voisins des roches cristallophylliennes, dont elles sont issues : ce sont les *migmatites.*

Je réserverai l'expression de roches plutoniques aux termes cristallins qui ont pris le « faciès granitique ». Je rattacherai à cette dernière catégorie des roches possédant cet aspect plutonique, mais qui, miscrocopiquement, révèlent une évolution imparfaitement achevée.

Alors que les migmatites ont conservé les mêmes orientations tectoniques des séries prémayombiennes, les déformations tectoniques seront à peine sensibles à travers les taches plutonisées.

On peut classer les phénomènes complexes qui ont affecté ce socle prémayombien en une série de phases successives.

Les premières phases sont d'âge prémayombien car on retrouve les roches transformées correspondantes dans les galets à la base du Système du Mayombe.

Ces phases successives sont les suivantes :

Une métasomatose calco-sodique prémayombienne.

Elle a donné les anorthosites quartziques andésiniques du *Groupe de la Dounvou.* Cette métasomatose semble n'avoir atteint que les deux anciennes séries connues du Système du Prémayombe : la *Série de la Doussa* et la *Série des Monts Kouboula.*

Entre les termes extrêmes, gneiss, micaschistes, quartzites des séries prémayombiennes et les anorthosites quartziques de ce Groupe de la Dounvou, s'échelonnent des faciès d'évolution métasomatique très divers, mais rarement indemnes des métasomatoses postérieures.

Une métasomatose potassique prémayombienne.

Elle a réalisé des roches dont le type est pris dans la rivière N'Douna et est désignée sous le nom de *Groupe des granites albitisés de la N'Douna.*

Cette métasomatose a pu affecter les trois séries cristallophylliennes du Système du Prémayombe, mais elle s'est plus spécialement exercée sur des roches déjà atteintes par la métasomatose calco-sodique du Groupe de la Dounvou.

Une métasomatose sodique prémayombienne.

Cette métasomatose n'a pas abouti à l'élaboration de roches plutoniques bien individualisées. Elle est plus spécialement apparente dans les faciès de la Série de la Douigni épargnés par les métasomatoses précédentes, mais on la retrouve dans tous les schistes cristallins du socle, affectés ou non par les métasomatoses antérieures.

A côté de ces manifestations métasomatiques, on observe à différentes périodes, la mise en place de roches éruptives intrusives. Ces roches n'ont pas été retrouvées dans les conglomérats mayombiens, mais leur âge prémayombien est cependant bien établi.

Ce sont :

— *le microgranite potassique des Likassa,* qui est postérieur à la *Série des Monts Kouboula,* mais antérieur à la sédimentation de la Série de la Douigni,

— *le granite potassique de Tongodo,* qui est postérieur à la Série de la Douigni et antérieur à la fin de la métasomatose sodique.

A côté de ces différentes phases, dont on peut démontrer l'âge prémayombien, le socle a été affecté ultérieurement par des transformations d'âge mayombien.

Ces transformations au nombre de trois sont les suivantes :

Une métasomatose calco-sodique et potassique mayombienne.

Cette métasomatose a donné naissance soit à des diorites quartziques, soit à des granites. Ils constituent un ensemble que je nomme le *Groupe plutonique des Monts Doudou.*

La répartition des diorites quartziques de ce groupe montre une certaine indépendance vis-à-vis des granites, et suggère que la métasomatose calco-sodique est distincte de la métasomatose potassique.

Soulignons que cette métasomatose calco-sodique a donné naissance à des roches pétrographiquement bien différentes de celles du *Groupe prémayombien de la Dounvou.*

Le Groupe des Monts Doudou est exclusivement localisé dans le socle prémayombien. Son âge mayombien vraisemblable résulte du fait suivant : on ne retrouve pas les roches de ce groupe plutonique dans les conglomérats de base du Système du Mayombe, mais elles figurent par contre nettement en galets dans les conglomérats de base du Système des Monts Bamba.

En raison de cet âge mayombien, ce groupe sera étudié plus loin dans la partie réservée au Système du Mayombe.

Une métasomatose sodique mayombienne.

Cette métasomatose s'est exercée dans la *Série de la Loukoula* à la base du Système du Mayombe, avec lequel elle sera étudiée.

Il est très vraisemblable que cette métasomatose s'est exercée dans le socle prémayombien, mais il est impossible de la distinguer, dans ce substratum, de la métasomatose sodique prémayombienne.

Une rétromorphose générale des roches prémayombiennes.

Cette rétromorphose est également postérieure aux métasomatoses prémayombiennes.

Car, nous le verrons, on constate à des degrés divers, ses effets sur tous les minéraux de néoformation dans les différentes métasomatoses prémayombiennes.

On remarque d'autre part que les conglomérats de base du Système du Mayombe renferment des galets de toutes ces roches sous leur forme rétromorphosée.

Cette observation amènerait d'abord à attribuer cette rétromorphose à un phénomène tardif du métamorphisme prémayombien.

Toutefois, l'existence d'un métamorphisme épizonal des couches mayombiennes recouvrant le prémayombien, permet plus logiquement, semble-t-il, d'interpréter cette rétromorphose comme étant d'âge mayombien.

Elle résulterait d'un métamorphisme mayombien épizonal s'exerçant sur des roches à faciès mésozonal prémayombien.

Dans cette hypothèse, les roches des galets auraient été rétromorphosées après leur sédimentation.

CHAPITRE V

LE GROUPE PRÉMAYOMBIEN DE LA DOUNVOU

Les roches de ce groupe à métasomatose calco-sodique, migmatites et anorthosites quartziques, n'ont été conservées qu'en quelques points privilégiés de la Chaîne du Mayombe.

En effet, leurs caractères structuraux originels ont été oblitérés par les métasomatoses postérieures, prémayombiennes et mayombiennes, et par la rétromorphose.

Comme les faciès les plus classiques ont été rencontrés dans les différents tributaires de la Dounvou (Moufoubou Moutsatsa, Doussa, Mouganga, etc.) je me suis servi du nom de cette rivière pour caractériser ce groupe.

Dans celui-ci, on distinguera :

— *des migmatites,* dérivées des schistes cristallins des séries prémayombiennes de la Doussa et des Monts Kouboula, par bourgeonnement de minéraux quartzo-plagioclasiques;

— *des anorthosites quartziques andésiniques rétromorphosées,* résultant du développement de ces minéraux quartzo-plagioclasiques.

Les migmatites.

Sous leurs faciès originaux, elles sont assez rares et surtout difficiles à distinguer sur le terrain des migmatites de la métasomatose potassique. Elles se présentent en effet, avec des aspects extérieurs à peu près identiques. Toutefois, les migmatites potassiques ont une texture porphyroïde courante que possèdent peu les migmatites calco-sodiques.

A l'échelle de l'affleurement, on constate en général des variations rapides de faciès migmatitiques divers entre les termes cristallophylliens originaux et les termes plutoniques (anorthosites quartziques).

Les migmatites de gneiss de la Série de la Doussa pourront montrer de petits yeux quartzofeldspathiques, mais en général, ces minéraux s'insinueront en larges veinules ou en bandes leucocrates.

S'ajouteront des migmatites à faciès pultonique, à grains fins, mais avec des « estompes » micacées plus ou moins orientées à l'affleurement.

Au voisinage des anorthosites, les micaschistes et les quartzites micacés ne subsistent plus qu'en lentilles déformées et pincées dans leurs faciès migmatitiques. Ces migmatites se présentent comme des embréchites très claires, à aspects savonneux, à faciès œillé ou à larges bandes sinueuses quartzofeldspathiques.

Les anorthosites quartziques rétromorphosées.

Ce sont des roches de teinte grise très claire. Dans celles-ci, les micas et autres ferromagnésiens sont disséminés en fines particules.

Elles sont essentiellement composées de quartz et de plagioclases saussuritisés.

Elles dérivent, selon toute vraisemblance, de roches dont la composition chimique et pétrographique est voisine :

— les gneiss fins plagioclasiques de la Série de la Doussa;

— les quartzites micacés et micaschistes feldspathisés de la Série des Monts Kouboula.

Plusieurs faits semblent confirmer que ces anorthosites dérivent des deux séries cristallophylliennes prémayombiennes inférieures :

— la rareté relative des affleurements de gneiss et de quartzites micacés sous leur faciès métamorphique banal, alors que les micaschistes de la Série de la Douigni peuvent être spatialement importants (layon I Klein) ;

— la pluralité des faciès hétérogènes métasomatiques de transition coexistant avec ces anorthosites;

— la composition chimique et pétrographique à peu près identique pour les gneiss de la Série de la Doussa et ces anorthosites; la composition est très voisine lorsque les faciès de la Série des Monts Kouboula ont été feldspathisés.

Conséquence des inégalités des ségrégations internes et de la surimposition d'une métasomatose potassique plus récente, ces anorthosites quartziques se répartissent à l'intérieur des anciennes séries du Système du Prémayombe en « taches » spatialement et géométriquement variables.

On en trouvera de très nombreux exemples : dans le bassin de la Dounvou, Doussa, Moufoubou Moutsatsa, dans le haut bassin de la Douigni, dans la Loutsibi, mais déjà plus rarement dans le bassin de la N'Douna.

Au Nord de la route Mayoumba-Tchibanga, ces faciès, repris par des ségrégations beaucoup plus récentes, ont recristallisé dans le groupe plutonique des Monts Doudou.

Pétrographie.

— *Migmatites du Groupe de la Dounvou.*

Les caractères structuraux des variétés leucocrates sont semblables dans les roches des deux séries prémayombiennes. La trame gneissique, peu modifiée, se reconnaîtra par l'abondance des petits plagioclases saussuritisés xénomorphes intimement mêlés aux autres constituants de la trame gneissique.

Dans les micaschistes et quartzites micacés, la feldspathisation présentera presque toujours un caractère d'intrusion et s'accompagnera de bandes de cristaux jointifs de quartz, repoussant les cristaux de la trame.

Les quartz de la trame et les anciens quartz tardifs montreront les mêmes caractères de recristallisation : une mosaïque de polyèdres.

Mais les premiers se présentent toujours en petits amas de petits cristaux résiduels, tandis que les seconds forment des plages larges ou de gros « nids » de polyèdres « bordés » par les plagioclases saussuritisés d'anciens bourgeonnements.

La teneur en An % de ces plagioclases saussuritisés est très variable mais est très souvent ramenée à un plagioclase à teneur An_{8-14}. Cette variabilité est fonction de la production des produits de saussuritisation : épidote, zoïsite, micas.

On peut observer dans les faciès œillès de gros cristaux xénomorphes saussuritisés avec une frise de biotite, d'épidotes et de ferrimuscovite.

Parfois s'y mêlent quelques cristaux polyédriques de quartz.

Dans ces variétés migmatitiques : l'épidote, la zoïste, le sphène et l'apatite apparaissent constamment, ainsi que des grains ou des octaèdres métalliques.

L'allanite est plus rare. Elle se transforme en épidote et devient subisotrope.

Il est très rare qu'on observe pas dans ces variétés la présence de granoblastes ou de phénoblastes de microcline provenant de la métasomatose potassique surimposée.

Dans les variétés amphiboliques ou d'épidotites amphiboliques, les amphiboles vertes sont très décolorées, souvent chloritisées; l'épidote et la zoïsite y sont en cristaux épars ou en amas. La biotite verte, très souvent décolorée, passe à une ferrimuscovite de néoformation.

Les petits phénoblastes de plagioclases saussuritisés sont presque toujours ceinturés d'une couronne de ferromagnésiens.

Ces plagioclases xénomorphes ont là encore une teneur en An % très variable mais elle est toujours plus forte que dans les variétés leucocrates. Elle dépasse assez souvent An_{30}, ce qui laisse supposer qu'à l'origine, ces plagioclases saussuritisés pouvaient être des andésines basiques ou du labrador.

Les plagioclases albitisés à $An_{8\text{-}10}$ sont rares. Lorsqu'ils existent dans certains échantillons, ils sont constellés de petites paillettes de micas blancs.

Le quartz se présente avec les mêmes facies structuraux des variétés leucocrates. Ces plages larges d'anciens cristallites de métasomatose y sont, peut-être, plus abondantes. Dans ces plages quartzeuses persistent quelques poecilithes divers de la trame : amphiboles décolorées, épidotes, plagioclases saussuritisés.

Comme dans les variétés leucocrates, le sphène et l'apatite sont constamment visibles.

— *Anorthosites quartziques rétromorphosées.*

Sous le miscroscope :

Les plagioclases sont xénomorphes et saussuritisés. Cette saussurite est constituée de petits grains ou de bâtonnets de zoïste et d'épidote avec des paillettes d'une ferrimuscovite ($2\,V = 38\text{-}40^0$) et plus rarement de biotite verte.

Ces cristallites recouvrent la surface du cristal de plagioclase et rendent très difficile l'étude des propriétés optiques de ce feldspath.

Assez souvent on observe de petits granoblastes envahissants d'une albite fraîche ou pailletée de micas blancs. Ces albites ont toujours un caractère de présence surimposée.

Le quartz est recristallisé en une mosaïque de cristaux polyédriques à peu près équigranulaires. Cette mosaïque est disposée soit en réseaux larges, soit en nids.

Les *micas* sont représentés par une biotite à pléochroïsme verdâtre et par un mica blanc.

La biotite verte se présente parfois avec des inclusions de rutile en réseaux sagénitiques. Par décoloration, elle passe à un mica blanc dont les angles d'axes optiques ($2\,V = -36^0$ et -38^0, exceptionnellement -34^0) correspondent à ceux d'une ferrimuscovite.

A remarquer que ces micas blancs ont même 2 V que ceux de la saussurite des plagioclases.

La décoloration ou la chloritisation de la biotite verte s'effectuerait suivant certains clivages soit en donnant des couples chlorite pennine-biotite verte puis chlorite — ferrimuscovite, soit directement des couples alternés biotite verte-ferrimuscovite.

Cette transformation particulière donne à ce minéral un aspect faussement maclé. Le long des plans de clivages viennent alors s'agglutiner des oxydes métalliques, produits expulsés de cette pseudmorphose.

Aux micas s'associe une quantité variable de zoïsite et d'épidote.

Dans les faciès amphiboliques, s'ajoute une amphibole verte peu pléochroïque.

Je signalerai comme minéraux accessoires courants :

— le sphène, l'apatite et des oxydes métalliques (magnétite, ilménite, etc.).

Et comme minéraux accessoires plus rares :

— l'allanite, plus ou moins isotropisée, et le zircon.

L'allanite peut se présenter avec une bordure d'épidote qui la pseudomorphose.

CHAPITRE VI

GROUPE DES GRANITES ALBITISÉS DE LA N'DOUNA

La métasomatose potassique prémayombienne s'est non seulement surimposée à la métasomatose calco-sodique et a réalisé des migmatites à texture porphyroïde et des faciès granitiques à grains grossiers, mais encore elle a atteint les différents faciès de la série prémayombienne la plus récente, la Série de la Douigni, au moins localement (Louandou, Doussa, Douigni, Loutsibi, N'Douna).

Comme pour la métasomatose calco-sodique, on distinguera :

— *des migmatites,* provenant du bourgeonnement de cristaux de microcline et de quartz soit dans les roches des trois séries cristallophylliennes, soit dans les migmatites et les anorthosites quartziques de la métasomatose antécédente;

— *des granites potassiques et calco-alcalins à plagioclases acides et des bouffées pegmatitiques,* dont le type caractéristique a été pris dans la rivière N'Douna (Gabon).

Les migmatites.

Dans les faciès leucocrates, cette métasomatose se manifeste extérieurement par de très gros yeux de feldspaths, plus ou moins automorphes (microclines ou plagioclases acides, parfois hypidiomorphes) et par des bandes lenticulaires quartzeuses.

Dans ces couches modifiées apparaissent toujours, çà et là, des « taches granitiques » à grains grossiers.

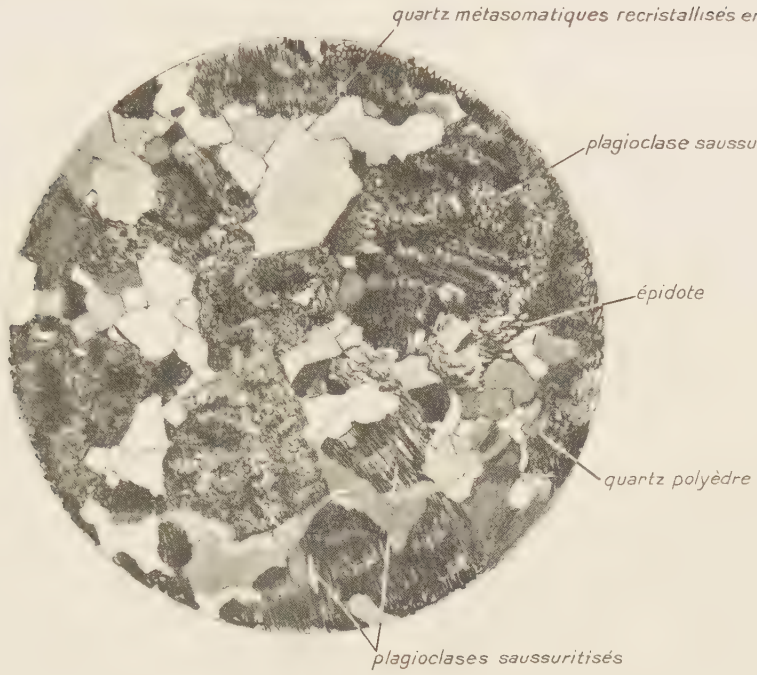
En dehors de ces faciès leucocrates communs, existent des migmatites amphiboliques, correspondant à la plutonisation de certains faciès de la Série de la Douigni. On constate sur le terrain, qu'entre des roches d'aspect grenu, riches en ferro-magnésiens et les reliques amphiboliques, s'intercale une zone de transition migmatitique de 8 à 10 m, souvent à faciès agmatitique.

L'œil est attiré par ces « plaques ferromagnésiennes », discontinues, sinueuses, plus ou moins parallèles entre elles et qui se détachent de la contexture leucocrate comme des éléments bréchoïdes.

Lorsque la zone des modifications est beaucoup plus étendue et plus marquée, la roche prend un faciès migmatitique de gneiss. Les ferromagnésiens, biotite verte et amphibole associées, sont réduits à de nombreuses « virgules » orientées parallèlement les unes aux autres.

SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE
Groupe de la Dounvou

Anorthosites quartziques andésiniques
L.29/55 G: 15×

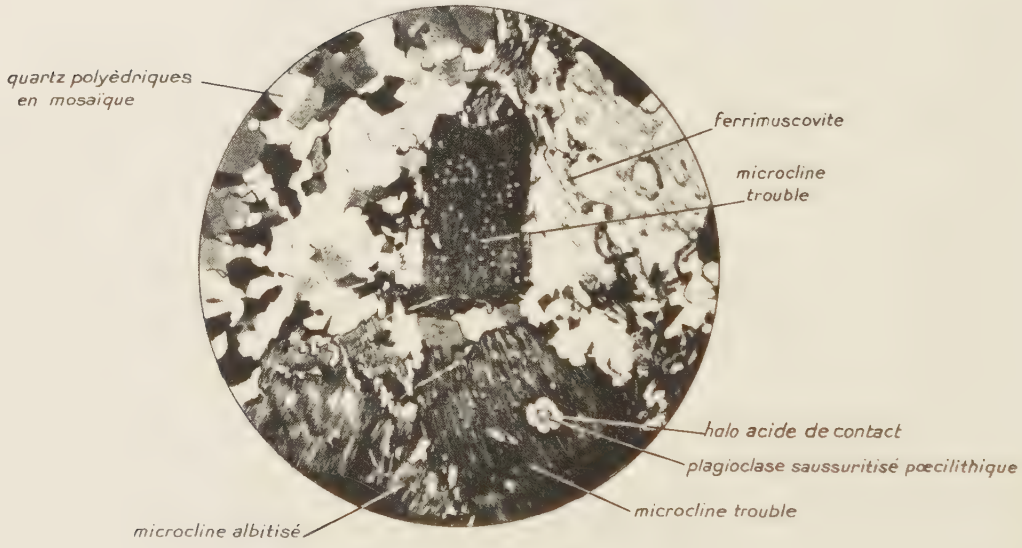


Rivière Moufoubou-Moutsatsa
L.159-49 G: 16×

SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE

Groupe plutonique de la N'Douna

L 220/49 G: 16×



Granites à microclines albitisés.

Ce sont des roches très claires comme les anorthosites quartziques prémayombiennes mais la teinte varie d'un gris à un rose léger. Leur texture est moins fine que celle des anorthosites.

Ces granites peuvent se présenter avec une texture grenue à cristaux porphyroïdes; dans ce cas, ils dérivent directement des anorthosites quartziques et de leurs migmatites par bourgeonnement de néocristaux de microcline.

Ils montrent de plus une texture grenue grossière à quartz à éclat gras cireux et à feldspaths gris à reflets rosés. Dans ce cas, ils peuvent provenir directement des séries prémayombiennes.

L'exagération de ce phénomène occasionnera d'une façon discontinue « des bouffées de minéraux blancs pegmatitiques »; ils sembleront présenter un caractère insolite au sein des anorthosites prémayombiennes ou des gneiss fins et des micaschistes des séries prémayombiennes.

Mais si imprévue que paraîtra leur présence, ces « bouffées » auront toujours une localisation générale. Ainsi je les ai rencontrées sur le *layon Bayadi-Mambi lagune* entre les km 42 et 51. J.-C. Lance et L. Klein les ont signalées sur la haute Mouganga occidentale. Il n'est pas exclu de les retrouver un peu partout dans le socle plutonisé prémayombien.

Leur présence apporte toujours un certain intérêt minéralogique puisqu'elles sont associées à une minéralisation stannifère et columbotantalifère.

Ces cristaux porphyroïdes correspondent toujours :

— au développement de phénoblastes envahissants de microline;

— au bourgeonnement de plagioclases acides à macles fines;

— enfin à la surimposition de quartz à caractères métasomatiques corrodants.

La présence de ces porphyroblastes et de ce quartz tardif dans un fond d'origine métasomatique fantomatisé par des réarrangements cristallins antérieurs suivis de recristallisation, introduit le problème de la réactivité cristalline ou de la continuité du plutonisme à travers les périodes géologiques.

C'est tout le problème du plutonisme mayombien dans le socle prémayombien qui est évoqué.

Pétrographie.

— *Migmatites de la métasomatose potassique.*

La trame cristallophyllienne rétromorphosée est semblable aux migmatites de la métasomatose précédente.

Les granoblastes de quartz tardifs en mosaïque peuvent être rassemblés en amas étirés et allongés suivant la texture planaire.

Des granoblastes peuvent s'engrener; ils prennent alors une extinction onduleuse. On observe très souvent leur répartition en grandes plages larges ou en nids d'une mosaïque de cristaux jointifs polyèdres ainsi que de petits amas résiduels de petits polyèdres plus fins de la trame cristallophyllienne originelle.

Les microclines ont toujours un caractère envahissant, qu'ils soient troubles ou albitisés ou qu'ils proviennent d'une génération plus tardive, postérieure à l'albitisation. Ces derniers cristaux, qui annoncent le groupe plutonique des Monts Doudou, se présentent avec un aspect frais soit avec quadrillage caractéristique, soit à perthites fusiformes. Ces cristaux d'une nouvelle génération rongent toujours les phénoblastes de microclines albitisés du groupe de la N'Douna et se développent à leurs dépens.

Les microclines albitisés sont souvent accompagnés ou remplacés par des plagioclases albites, frais ou pailletés de muscovite, à An_{3-4}, ou An_{7-10}.

Les plagioclases paléogènes xénomorphes sont très souvent réduits à des poecilithes.

La myrmékite est très rare.

Dans les faciès migmatitiques, à texture grenue et aspect extérieur granitique, les plagioclases néogènes sont, soit des phénoblastes à structure xénomorphe, soit à structure hypidiomorphe, et à propriétés optiques d'oligoclase voisin d'An_{20}. Mais ces plagioclases néogènes sont eux aussi saussuritisés. Les ferromagnésiens peuvent être réduits à de minces filets comprimés sinueux, entourant les plagioclases en bourgeonnement, ou en poecilithes dans les grands phénoblastes de microcline.

Granites albitisés de la N'Douna

Sous le microscope :

a) Le quartz.

Le quartz est toujours en mosaïque, mais les granoblastes sont plus volumineux, à faces cristallines moins parfaites que les polyèdres des anorthosites. Ils sont jointifs, mais peuvent être engrenés. Ces granoblastes grossiers occupent la place des anciens réseaux. Ils recristallisent dans les mêmes espaces, aux dépens des quartz polyèdres, qui deviennent résiduels. Certains de ces cristaux peuvent avoir une extinction onduleuse.

La recristallisation du quartz peut être plus poussée encore dans certains cas (rivière N'Douna). Les granoblastes grossiers vont s'engrener et se confondre avec un quartz tardif développé en un grand monocristal envahissant. Ces grands cristaux, rares dans ces faciès rétromorphosés, vont se substituer eux aussi aux anciens réseaux, dont les quartz paléogènes sont réduits à de très petits polyèdres résiduels.

b) Les feldspaths.

Le *microcline* en granoblastes ou en phénoblastes a toujours un caractère substitutif.

Il se présente sous deux aspects : ou bien *albitisé* ou bien *très frais,* sans cataclase et avec le damier caractéristique des macles péricline et albite associées. Le second se surajoute toujours au premier.

Aussi distinguerons-nous deux catégories de roches :

— les granites à microclines albitisés seuls.

— les granites à microclines frais, postérieurs à l'albitisation.

Dans le premier cas, les microclines se présentent en granoblastes ou en phénoblastes, corrodant des plagioclases xénomorphes saussuritisés paléogènes ou des plagioclases xénomorphes ou hypidiomorphes, contemporains de la cristallisation des microclines albitisés.

Ces microclines montrent toujours des parties troubles et des parties claires. Ces dernières correspondent à de l'albite de substitution dont toutes les macles sont parallèles entre elles et disposées suivant une orientation privilégiée. Cette orientation dans le microcline est celle de la macle de l'albite du cristal orthoclasique.

Ces granoblastes ou phénoblastes orthosiques sont souvent bordés par de petits cristaux d'albite, fraîche ou légèrement pailletée de micas blancs. Cette albite a donné les propriétés optiques d'un plagioclase à $An_{8\text{-}10}$.

Si la teneur en anorthite du plagioclase saussuritisé corrodé est encore assez forte, on observera de la myrmékite au contact orthoclase plagioclase.

Le *microcline frais* peut être le seul orthoclase visible dans la roche. Il corrode toujours les feldspaths plagioclases paléogènes. Il peut apparaître dans les granites à microclines albitisés. Dans ce cas, on peut observer un véritable pullulement de petits granoblastes de microcline qui rongent indistinctement les plagioclases saussuritisés et les microclines albitisés.

Les *plagioclases paléogènes,* toujours xénomorphes, sont réduits soit à l'état de poecilithes dans les feldspaths substituants, soit à l'état de résidus dans les parties de la trame originelle encore persistante.

Les plagioclases néogènes. Ce sont des bourgeons, dont le développement s'effectue aux dépens des plagioclases préexistants. Les plus développés peuvent prendre une structure hypidiomorphe.

Moins saussuritisés que les précédents, ces plagioclases ont des macles très fines bien visibles. Ils donnent des propriétés optiques d'oligoclase à teneur variable, mais en général voisine de An_{18-22} ou d'albite oligoclase. Toutefois, la présence des produits de saussuritisation (zoïsite-épidote) indiquent que ce plagioclase devait être à l'origine plus calcique.

c) Les ferromagnésiens.

Sont semblables à ceux des anorthosites : biotite verte, plus ou moins décolorée, passant à des ferrimuscovites de recristallisation. Parfois, néocristaux de biotite verte, à pléochroïsme vert plus intense.

— Epidote, zoïsite, sphène, apatite, zircons rares sont les accessoires communément observés dans ces roches.

CHAPITRE VII

ROCHES PLUTONIQUES INTRUSIVES PRÉMAYOMBIENNES

Elles sont de deux sortes :

Des *microgranites alcalins rétromorphosés* en bancs concordants dans les quartzites et quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula.

Un *granite alcalin rétromorphosé,* le granite de Tongodo, en gisement lenticulaire dans les séries prémayombiennes, de part et d'autre du Kouilou.

1. *Les microgranites rétromorphosés des Likassa.*

Au Nord de la rivière Loundji affleurent dans ses affluents, Likassa I et II, Louvoumou et rivière Koutouta, des roches plus ou moins métamorphisées et rétromorphosées à cristaux porphyriques.

Ce sont des microgranites gneissifiés, puis ultérieurement recristallisés et rétromorphosés dans la zone des micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques.

Ces microgranites ont été découverts en 1945 par N. Chochine et décrits sous le nom de « *quartzites micacés feldspathiques* ».

A cette époque, ils n'avaient pas été différenciés des porphyroïdes prémayombiens, distingués cependant sous le terme de *quartzites micacés lités feldspathiques.*

Gisement et âge.

Ils ont été localisés par N. Chochine dans la haute Louvoumou, dans les Likassa I et II, dans le Mont Panga, dans la Tchissa, la M'Boma et la Massissa, c'est-à-dire au NO de la Loundji.

D'après les descriptions de ce géologue, s'ajoutant à quelques observations personnelles, ces microgranites se présentent en filons-couches d'environ 200 m de puissance; leurs contacts avec les bancs de quartzites et de quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula sont constamment concordants.

Ces filons-couches ont le même alignement que les quartzites et les mêmes pendages SO de 40°.

Ces microgranites ont donc traversé la Série des Monts Kouboula et, après plissement de cette série, se sont présentés en gisements concordants avec elle.

D'ailleurs ce mode de gisement n'est pas seulement particulier à cette région. J'ai eu l'occasion de l'observer au Bas Congo belge en compagnie de P. THONNART, au km 5 du Chemin de fer Matadi-Léopoldville.

A ce point kilométrique, le microgranite altéré traverse les quartzites de Matadi (homologues des quartzites de la Série des Monts Kouboula) sur environ 200 m.

On ne les a jamais observé traversant les micaschistes ou tout autre facies de la Série de la Douigni, qui par ailleurs présentent des inclinaisons de couches très différentes (30° SO dans D_4 de Likassa I).

On peut donc supposer que leur mise en place est postérieure au dépôt des quartzites de la Série des Monts Kouboula et antérieure aux dépôts pélitiques de la Série de la Douigni. Ils correspondraient à une phase mineure des plissements prémayombiens.

Description pétrographique des microgranites albitisés des Likassa

a) Caractères macroscopiques.

Ce sont des roches à pâte claire de teinte rose pâle à ocre lorsqu'elles sont altérées, brun rouge lorsqu'elle sont fraîches. Dans cette pâte très fine, se détachent des phénocristaux automorphes de feldspaths et de quartz légèrement bleutés.

b) Caractères microscopiques.

Le microscope met en évidence que les seuls feldspaths porphyriques de ces roches éruptives sont des microclines automorphes ou subautomorphes.

Comme pour les porphyroïdes de la Série de la Douigni, les parties altérées de ces microclines sont troubles et opaques; les parties albitisées sont claires.

Le fort grossissement met en évidence que les paillettes de séricite ne sont fixées que sur les parties albitisées.

Les phénocristaux de quartz se présentent :

— soit comme des sphéroïdes,

— soit comme des quartz bipyramidés.

Ces phénocristaux montrent des corrosions en doigt de gant. A ces cristaux porphyriques, s'ajoutent des amas plus ou moins globuleux d'une mosaïque de polyèdres. La lame (171/Nch/45) montre que cette mosaïque provient d'une segmentation du quartz bipyramidé ou du sphéroïde sous une pression de type hydrostatique. Il est donc vraisemblable que tous les amas étirés de granoblastes de quartz englobés dans la pâte de ce microgranite représentent d'anciens phénocristaux porphyriques segmentés et recristallisés.

On observe aussi dans quelques échantillons des Likassa, des associations pegmatitiques pseudographiques de quartz et de microclines albitisés.

Tous ces phénocristaux sont noyés dans une pâte très fine, presque « felsitique ». Elle est composée de quartz à peu près équigranulaires et recristallisés, de microclines albitisés et de très fins micas, biotite verte et mica blanc (vraisemblablement du type ferrimuscovite).

Dans cette trame, les micas sont orientés et dans les faciès plus métamorphisés, les phyllites de néocristallisation, parallèles aux phyllites de la pâte, sont beaucoup plus nombreuses.

Des granoblastes de quartz envahissent cette pâte qui devient résiduelle.

Nous trouvons encore dans ces roches, des cristaux libres de zoïsite et d'épidote, parfois aussi un peu de calcite.

La magnétite est l'oxyde métallique courant; elle peut être pseudomorphosée en hématite (martite).

Dans un affluent de droite de la « grande Likassa », en aval du confluent des Likassa I et II, on constate, dans la pâte modifiée sous tension de ces microgranites, la présence de

petits microclines frais néogènes, au quadrillage caractéristique. Ces granoblastes néogènes corrodent et tendent à se substituer au phénocristal opacifié du microcline paléogène.

Tout autour, dans la trame elle-même, apparaissent quelques granoblastes de ces microclines frais.

Ces néoblastes de microclines sembleraient ainsi indiquer une phase primitive de recristallisation périphérique, sous de nouvelles conditions thermodynamiques, postérieures à l'albitisation de ces microgranites. Cette régénérescence serait à mon avis mayombienne.

2. *Le granite de Tongodo.*

Ce granite se présente à quelques kilomètres en aval de Kakamoëka, de part et d'autre du Kouilou, comme un petit pointement lenticulaire, peut-être un ancien laccolithe déformé par les mouvements tectoniques.

D'après E. Aubert de la Rüe (1937) il se poursuivrait au SE et formerait la majeure partie du Mont Bulasi.

Appelé « *granite de Tongondo* » par V. Babet, il fit l'objet d'une étude particulière de A. Coulaty (1931) et il fut décrit récemment par J. Cosson (1955*a*) sous le nom de *granite de Bibabamba.*

Grenu et massif en son centre, ce granite s'oriente sur ses épontes et prend des pendages 22-25° SO, concordants avec ceux des couches des Séries des Monts Kouboula et de la Douigni, qu'il traverse.

Des « échanges » de minéraux s'observent entre les roches de ce pointement granitique et les roches des séries prémayombiennes précitées.

En aval, les quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula, assez fortement cataclasés, se chargent en feldspaths (microclines albitisés) et en quartz (quartz bleutés) provenant du granite.

En amont, les schistes cristallins de la Série de la Douigni, micaschistes et amphibolites, prennent des figures migmatitiques de diadysites et on constate dans ces roches, un développement des cristaux d'épidotes et une forte cristallisation de carbonates.

Sur la périphérie, le granite prend une teinte grise et une texture planaire, soulignée par les lépidoblastes de micas blancs.

Vers le centre de ce petit massif, en dehors de zones cataclasées, la texture de ce granite est équante, grenue, grossière et localement porphyroïde. La biotite verte prédomine et les feldspaths prennent une teinte rose. Le quartz, en petits cristaux de 1 à 8 mm de diamètre a toujours une teinte bleue opalescente comme les quartz des porphyroïdes de Kakamoëka.

Cette couleur bleutée des quartz et leur analogie avec le quartz d'anciennes rhyolites ont été aussi signalées au Bas Congo belge pour le granite de la Lufu (P. Thonnart 1957).

Pétrographie.

La texture de ce granite sera donc variable suivant les points considérés de ce pointement. Elle est nettement planaire au contact des roches des séries prémayombiennes. Cette texture planaire s'estompe en pénétrant à l'intérieur du massif et devient équante.

L'examen microscopique des divers échantillons récoltés sur ce pointement révèle une unité de composition minéralogique et de structure.

Le quartz est recristallisé en une mosaïque de gros granoblastes jointifs. De grandes lames de quartz substitutifs à extinction onduleuse et caractères envahissants correspondraient aux cristaux bleu opalescent qui ont migré dans les roches cristallophylliennes.

Un caractère particulier de ce granite est de présenter une association pegmatitique pseudo-graphique de quartz et de microcline.

Les feldspaths sont représentés par du microcline et de l'albite.

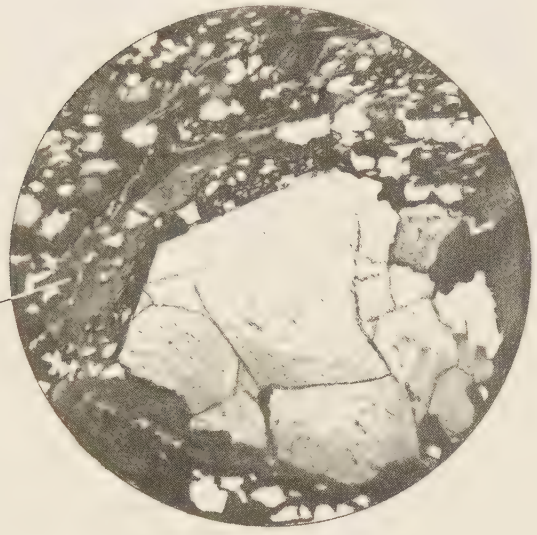
Le microcline est soit trouble et opaque, soit albitisé.

SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE

Microgranites potassiques des Likassa

Segmentation d'un quartz bipyramidé en un amas de quartz polyèdres

L. 125b/45 G=56x



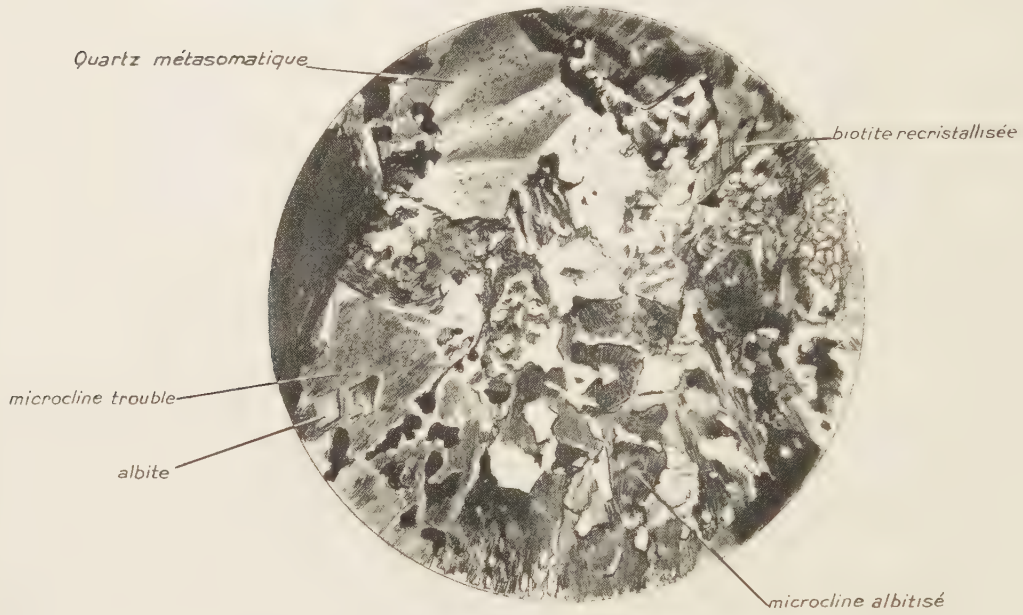
L. 125b/45 G=56x

SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE

Granite de Tongondo

Association pseudographique quartz / microcline albitisé

I 54 _ AC / 31 G : 15x



Structure pseudographique

IC 54 _ AC/31 G : 110x

L'albite se présente en cristaux parfois hypidiomorphes et souvent pailletés de micas blancs.

La biotite verte, peu pléochroïque, va prédominer dans les faciès grenus, compacts : des grains d'oxydes métalliques ont recristallisé suivant les plans de clivage et sur les bords du mica.

Les micas blancs, vraisemblablement de la ferrimuscovite, deviendront les micas essentiels sur la périphérie du pointement, mais seront presque toujours sporadiques au centre du massif. Ces micas blancs sont de néoformation et pseudomorphosent les biotites.

Le sphène, l'apatite et le zircon se retrouvent dans tous les échantillons.

J. Cosson (1955_a) considère que la calcite, la pyrite et l'ilménite auraient une origine hydrothermale. C'est aussi l'idée de W. Ruefli, géologue au Bureau Minier de la France d'Outre-Mer (1955).

Conclusion.

Les associations minérales, microcline, biotite, sphène, apatite, épidotes, font supposer que ce granite s'est cristallisé dans la même zone que les granites rétromorphosés prémayombiens de la N'Douna et avant sa migration tardive.

Comme toutes les roches plutoniques prémayombiennes, ce granite alcalin, potassique et acide, a été rétromorphosé.

Cette rétromorphose est démontrée par l'altération des microclines et leur pseudomorphose en albite, par la décoloration des biotites et leur transformation en micas blancs du type ferrimuscovite.

La persistance de biotite verte avec des minéraux dus à la phase rétromorphique situerait cette rétromorphose à la partie supérieure de la zone des micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques ou tout au plus, à la base de la zone des micaschistes supérieurs de ces auteurs.

D'après les conditions de sa mise en place (concordance apparente de ses épontes avec les séries prémayombiennes des Monts Kouboula et de la Douigni, mais perturbation de l'alignement de ces séries; cataclase douce des minéraux constituants de ce granite) on peut le considérer comme un granite syntectonique tardif ou comme un granite post-tectonique. Il semble toutefois que sa mise en place soit sensiblement antérieure aux dépôts du Système du Mayombe et il aurait, à mon avis, accompagné les derniers mouvements de l'orogénèse prémayombienne.

CHAPITRE VIII

LA MÉTASOMATOSE SODIQUE PRÉMAYOMBIENNE

Cette métasomatose sodique coiffe les métasomatoses prémayombiennes précédentes, mais elle ne sera nettement sensible sur le terrain que dans les schistes cristallins de la Série de la Douigni.

Les micaschistes de cette série, sans doute plus perméables à la métasomatose sodique, prendront des aspects migmatitiques de gneiss chloriteux, à trame foliée discontinue.

Des amas de « plaques » chloriteuses seront enveloppées par des bandes anastomosées de cristaux d'albite et de quartz envahissants.

Les amphibolites de cette même série semblent mieux résister à cette métasomatose, mais on trouvera cependant quelques faciès d'amphibolites à petits yeux en amandes de plagioclases albites.

Dans cette série, la métasomatose sodique n'a créé que des faciès migmatitiques albitiques.

Dans les roches des deux séries sous-jacentes et dans les faciès migmatitiques et éruptifs des deux groupes plutoniques prémayombiens de la Dounvou et de la N'Douna et des roches granitiques intrusives, cette métasomatose sodique ne sera en fait discernable que sous le microscope.

Dans les roches des deux séries cristallophylliennes prémayombiennes de la Doussa et des Monts Kouboula, cette métasomatose sodique se manifeste par la cristallisation de plagioclase albite. Cette albite ne semble pas perturber très intensement les réseaux cristallins.

Les quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula présentent assez souvent dans leur trame des cristaux d'albite An_{2-4}. Ils sont peu nombreux, toujours en petits granoblastes et ne se distinguent pas à l'œil nu.

Dans les anorthosites quartziques prémayombiennes, cette métasomatose se révèlera : par une forte proportion de soude, une nette diminution de la chaux et un faible départ de la potasse.

Dans les granites potassiques intrusifs et dans les granites albitisés de la N'Douna, cette métasomatose a eu pour conséquence une substitution de la molécule albitique aux dépens de la molécule orthosique du microcline de ces roches. L'apparition de cristaux frais d'albite à structure hypidiomorphe proviendrait de la destruction complète du microcline, facilitant la cristallisation néogénétique de ce plagioclase.

Pétrographie.

— *Les migmatites albitiques de la Série de la Douigni.*

La texture est planaire nébuleuse à grands filets quartzofeldspathiques anastomosés.

Sous le microscope, cette texture se traduit par deux parties distinctes :

— L'une est presqu'entièrement constituée par les plagioclases en granoblastes jointifs,

— L'autre est formée par les phyllites et les épidotes, entre les cristaux desquelles s'insinuent des filets de quartz granoblastiques jointifs.

Le plagioclase de ces migmatites à figurés d'embréchites, est une albite An_{2-4}. Elle est presque toujours fraîche (la N'Douna) mais peut être pailletée de séricite ou de mica blanc (Gongo).

Les phyllites sont presque toujours représentées par de la chlorite pennine de rétromorphose, mais aussi par de la biotite verte et de la ferrimuscovite.

L'épidote et la zoïsite n'ont pas été rencontrées dans toutes les lames.

Au terme de l'étude de ce Système du Prémayombe, il convient de parler de deux principaux problèmes génétiques :

— Les phénomènes plutoniques prémayombiens.

— La rétromorphose des roches prémayombiennes.

CHAPITRE IX

LES PHÉNOMÈNES PLUTONIQUES PRÉMAYOMBIENS

Il est difficile de saisir dans les roches migmatitiques et plutoniques de ce socle prémayombien, modifiées par une rétromorphose et une recristallisation généralisées, les processus successifs qui aboutirent à transformer une roche cristallophyllienne en une roche grenue, de faciès et de composition granitiques.

On peut cependant penser que l'apparition de cristaux nouveaux, perturbateurs, bourgeonnant à l'intérieur d'une trame cristallophyllienne, constitue l'évènement initial, prélude aux réarrangements cristallins et aux modifications chimiques.

Les schistes migmatisés, dans lesquels se manifestent les divers degrés du développement de ces minéraux nouveaux, vont représenter les termes intermédiaires entre la roche cristallophyllienne précédemment réalisée par simple métamorphisme régional, et la roche plutonique, obtenue par ségrégation interne, accompagnée ou non d'apport et de départ de substances chimiques.

On constate sur le terrain la promiscuité des gneiss fins plagioclasiques de la Série de la Doussa et des anorthosites quartziques rétromorphosées. Il est normal de penser que les seconds, présentant à peu près les mêmes constituants pétrographiques et les mêmes éléments chimiques, proviennent des premiers.

Les quartzites micacés et les micaschistes de la série sus-jacente, Série des Monts Kouboula, contenant à peu près les mêmes composants chimiques pouvaient réaliser les mêmes roches avec un apport restreint.

Que représentent en fait ces anorthosites quartziques dans le pluton prémayombien ?

Il est à peu près sûr qu'elles ont été formées avant les granites rétromorphosés de la N'Douna.

C'est dans leur trame quartzo-plagioclasique qu'apparaissent les prémices d'une nouvelle phase de plutonisme (granites de la N'Douna) :

— Feldspaths orthoclases et plagioclases nouveaux en cristallites porphyroïdes à caractères surimposés.

D'après leurs éléments chimiques (1) ces plutonites quartzo-plagioclasiques donnent des paramètres moyens.

(1) Voir dans la neuvième partie les analyses paramétriques de ces anorthosites quartziques prémayombiennes.

I. (3-4). (2). (4).

et un rapport $\frac{or}{plag}$ voisin de 0,15.

qui correspondent dans la classification de Lacroix aux

— *anorthosites quartziques andésiniques* de la famille des plagioclasolites

Le diagramme (1) des rapports Na_2O, K_2O, CaO, diagramme KCN, les situe incontestablement dans la zone des plagioclasolites quartziques et même dans celle des diorites quartzifères.

L'examen pétrographique de ces roches ne décèle comme éléments essentiels que du quartz et des plagioclases fortement saussuritisés.

A ces minéraux essentiels s'ajoutent de la biotite verte, plus ou moins décolorée, de la ferrimuscovite de néocristallisation, parfois une amphibole verte, plus ou moins décolorée ou incolore, de l'épidote et de la zoïsite, du sphène, de l'apatite, de l'allanite et du zircon.

Comme le mica blanc, la ferrimuscovite, apparaît comme un produit de rétromorphose et de la pseudomorphose de la biotite verte; on peut estimer qu'à l'origine, le mica de ces roches était seulement représenté par de la biotite.

La saussuritisation des plagioclases ne permet plus d'évaluer avec sûreté le pourcentage An % du plagioclase originel.

Les propriétés optiques de ces plagioclases indiquent une variabilité de cette teneur en An % allant de An_{10} à An_{30}.

Vu l'importance des produits de saussuritisation, on peut estimer que la basicité de ce plagioclase était au moins supérieure à An_{20} et dans la plupart des cas supérieure à An_{30}.

Le sphène et l'apatite sont des minéraux courants dans ces roches. Ces minéraux sont instables dans le faciès granulitique d'Eskola-Ramberg et dans la zone des gneiss ultra inférieurs et inférieurs de J. Jung et M. Roques.

La limite de stabilité de ces minéraux correspond à la limite supérieure de formation de ces plutonites.

La zone où ces minéraux sont stables se situe :

— dans le facies épidote-amphibolite et dans le facies amphibolite d'Eskola et Ramberg;
— dans la zone des gneiss supérieurs de J. Jung et M. Roques.

L'épidote et la zoïsite sont aussi des minéraux constants de ces roches. Mais il existe une imprécision. Ces minéraux sont-ils apparus lors de la formation de ces roches ou sont-ils survenus lors de la rétromorphose ?

Leur abondance est inversement proportionnelle à la basicité du plagioclase, c'est-à-dire à la teneur en Ca de ce feldspath, donc à son pourcentage en anorthite.

Ces épidotes apparaîtront plus facilement avec des roches dont le pourcentage est compris entre An_{20} et An_{30} c'est-à-dire dans le facies épidote-amphibolite d'Eskola et Ramberg ou dans la partie supérieure de la zone des gneiss supérieurs de J. Jung et M. Roques.

Ils ne se retrouveront plus dans des roches dont la basicité du plagioclase originel est grande, c'est-à-dire supérieure à An_{30}.

Or, j'ai dit précédemment que le seul mica originel était la biotite.

Donc ces roches ont été formées dans une zone où la muscovite était instable, c'est-à-dire dans une zone où la teneur en chaux correspondait à un plagioclase supérieur à An_{30}.

Ces roches se seraient donc formées à la limite des zones gneiss supérieurs et gneiss inférieurs de J. Jung et M. Roques, à la limite du facies amphibolite et facies granulitique d'Eskola et Ramberg.

Le calcul de la Cellule de Barth (2) révèle un apport de soude très conséquent, un départ possible d'alumine et une diminution notable de chaux.

(1) Voir dans la neuvième partie les diagrammes KCN.
(2) Voir ces calculs dans la neuvième partie.

L'étude pétrographique indique que cet apport de soude se manifeste soit sous forme d'albite libre envahissante, soit sous forme d'albitisation des plagioclases de ces roches plutoniques; cette dernière se serait effectuée suivant un processus assez comparable à l'albitisation des microclines albitisés des roches granitiques du Groupe de la N'Douna.

Que penser maintenant des granites à microclines albitisés de la N'Douna ?

En dehors d'une texture plus grossière ou de la manifestation de cristaux porphyroïdes, extérieurement ces roches ont même teinte et même faciès.

L'examen microscopique révèle des différences structurales que je rappellerai brièvement :

— recristallisation des quartz en réseaux en éléments plus gros;

— réduction de ces réseaux au profit de quartz tardifs et de bourgeons de feldspaths;

— caractère fortement envahissant du microcline albitisé (il corrode et digère les plagioclases paléogènes, souvent de façon incomplète d'où pœcilitisation réductionnelle de ces plagioclases; il corrode les plagioclases néogènes);

— bourgeonnement de plagioclases néogènes qui se sont développés aux dépens de plagioclases préexistants (poecilitisation réductionnelle des anciens plagioclases).

Les constituants néogènes sont :

— quartz, microline albitisé, un plagioclase albite An_{8-10} et un plagioclase saussuritisé qui est de l'oligoclase An_{18-20} parfois saussuritisé, parfois hypidiomorphe; myrmékite; une biotite verte, mais à pléochroïsme vert plus intense que dans les anorthosites. Les minéraux toujours présents sont : épidotes, zoïsite, sphène, apatite et ferrimuscovite.

On peut estimer que ces roches granitiques se sont réalisées aux dépens des anorthosites quartziques andésiniques et bien sûr aux dépens des migmatites et des roches cristallophylliennes prémayombiennes jusqu'ici épargnées.

Peut-on situer avec approximation la zone de formation de ces roches malgré la rétromorphose et l'albitisation ?

On constate tout d'abord que les plagioclases saussuritisés de la génération du Groupe de la N'Douna ont une basicité plus faible que les plagioclases paléogènes des anorthosites prémayombiennes. Ils donnent des teneurs en chaux correspondant à des plagioclases oligoclases An_{20}, mais comme ces oligoclases sont saussuritisés, leur proportion en anorthite devait être de l'ordre de An_{28-30}.

La chaux en excès, libéré des anciens plagioclases, doit se retrouver au moins en partie, dans les cristaux d'épidote et de zoïsite individualisés.

La potasse des micas a été en partie utilisée pour reformer avec des apports métalliques, la biotite verte parfois plus pléochroïque.

Une autre partie a sûrement servi à la confection du microcline avec un apport supplémentaire dont l'importance est difficile à évaluer sous la métasomatose sodique.

La sphène et l'apatite se maintiennent dans cette zone.

L'origine de ce granite de la N'Douna serait donc encore mésozonale.

L'apparition vraisemblable d'épidote et de zoïsite au cours de la formation de ces granites et une basicité du plagioclase devant voisiner initialement An_{30}, indiqueraient que sous toute vraisemblance, ces granites du Groupe de la N'Douna ont été formés à la limite de la mésozone inférieure correspondant au faciès amphibolite d'Eskola-Ramberg) et de la mésozone supérieure (correspondant au facies épidote-amphibolite des mêmes auteurs).

Cette phase de granitisation métasomatique du Système prémayombien est encadrée, rappelons-le, par deux phases mineures, localement intrusives :

— Le microgranite des Likassa.

— Le granite de Tongodo.

Ces deux phases mineures sont essentiellement potassiques.

On peut se demander si les anorthosites quartziques de la Dounvou, réalisées vraisem-

blablement dans une zone plus profonde que les granites métasomatiques de la N'Douna, ne correspondraient pas aux faciès de « dégranitisation de A.N. Nygaard et de H. Ramberg.

Dans cette hypothèse, la formation des roches granitiques essentiellement potassiques du Groupe de la N'Douna résulterait d'un *épuisement,* à peu près « in situ », des éléments potassiques des plutonites du Groupe de la Dounvou.

Le faciès quartzo-plagioclasique de ces plutonites du Groupe de la Dounvou ne serait alors que le reflet du plutonisme prémayombien primitif, figé par la recristallisation générale et masqué par la métasomatose sodique et les différents processus rétromorphiques.

CHAPITRE X

RÉTROMORPHOSE DANS LES ROCHES PRÉMAYOMBIENNES

Les roches prémayombiennes, plutoniques ou cristallophylliennes présentent tous les caractères communs suivants :

— Saussuritisation des plagioclases;
— Instabilité de la biotite;
— Instabilité de l'amphibole verte;
— Recristallisation du quartz sous un moindre volume.

Ces problèmes particuliers ne semblent pas indépendants mais connexes. Ils résulteraient de réaménagements cristallins dans une zone moins profonde que celle où les constituants avaient primitivement cristallisé.

Saussuritisation.

La saussuritisation est un problème sur lequel des géologues se sont penchés et en particulier P. Michot, professeur à l'Université de Liège, et H. Ramberg.

Il est admis que la saussuritisation est une cristallisation d'éléments calciques et d'éléments potassiques contenus dans le plagioclase.

Elle est due à l'instabilité de l'anorthite en présence d'eau.

Cette instabilité de l'anorthite entraînerait en même temps l'instabilité de la molécule orthosique, contenue dans le plagioclase, soit en solution solide, soit dans une antiperthite.

P. Michot (1937) constate que lorsque la saussuritisation d'un plagioclase est complète, les antiperthites n'existent plus, ou bien sont exceptionnelles.

D'autre part, il fait remarquer que la potasse ne peut provenir des microclines du granite puisqu'ils restent intacts, même en présence d'albite.

Donc il faut admettre avec P. Michot que la potasse, autrefois fixée dans la molécule orthosique du plagioclase, se trouve maintenant dans le mica blanc de la saussurite.

Pour P. Michot, ce mica blanc ne peut-être de la muscovite, qui n'admet pour sa formation que de l'orthose et de l'alumine.

Or, lorsque la chaux est fixée, sous forme de zoïste ou d'épidote, sous une pression statique suffisante, de l'alumine et de la silice sont libérées suivant l'égalité :

$$4 \text{ anorthite} + \text{eau} \rightleftharpoons \text{zoïsite} + \text{alumine} + \text{silice.}$$

SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE

Saussuritisation des plagioclases

L 135/55 G : 300 x

Comme cette alumine et cette silice libérées ne sont pas éliminées par l'intermédiaire de la phase qui a fourni l'eau nécessaire à la transformation, elles ont été fixées par l'élément minéralogique nouveau qui apparaît conjointement à la formation de la zoïsite, c'est-à-dire le mica blanc.

P. Michot, en conclusion, suppose (1937 et 1948) que ce minéral accompagnateur de la production de la zoïsite serait une phengite suivant l'égalité :

$$4 \text{ anorthite} + \text{orthose} + 3 \text{ eau} \rightleftharpoons \text{clinozoïsite} + \text{phengite}.$$

Donc basée sur cette égalité chimique, la saussuritisation ne serait qu'un remaniement des éléments préalablement contenus dans le minéral en voie de substitution, abstraction faite de l'eau.

P. Michot fait remarquer que les produits réalisés ont un volume moindre que le volume initial, mais grâce à la constance du volume dans lequel s'effectue la transformation, des apports sont possibles parmi lesquels l'apport d'oxydes ferriques est le plus évident. Cette métasomatose ferrique permet la formation d'épidotes et de biotite.

Une étude à la platine de Fédoroff, effectuée par P. Picot, minéralogiste du Centre géologique de la F.O.M., permet de constater que les éléments de la saussuritisation des plagioclases des anorthosites quartziques ou des bouffées pegmatitiques de la granitisation de la N'Douna sont :

— de la zoïsite, de l'épidote et un mica blanc à $2V = -36 - 38$ (ferrimuscovite) et très rarement de la biotite verte.

P. Picot n'a décelé aucun minéral présentant les propriétés optiques d'une phengite (picrophengite $2V = -25$; ferrophengite $2V = -15$).

Donc, pour supposer que l'égalité ci-dessus soit exacte, il faut qu'au fur et à mesure de la formation de la phengite, celle-ci se soit transformée, par apport d'oxydes ferriques en biotite.

Or, on constate une instabilité de la biotite, puisqu'elle disparaît pour faire place à un mica blanc du type ferrimuscovite.

Ou bien on doit penser qu'il ne se forme pas de phengite, mais directement de la ferrimuscovite. Dans ce cas, la silice de la réaction, selon P. Michot, n'est pas utilisée.

Le problème de la formation de la saussurite dans les roches prémayombiennes, selon le processus de P. Michot, poserait donc une inconnue.

Si la tension de vapeur d'eau, en augmentant, favorise la formation d'épidote et de mica blanc, il intervient un autre facteur important invoqué par H. Ramberg :

C'est le pourcentage en Fe_{3+} et la facilité pour l'épidote de remplacer une partie de son Al_{3+} par du Fe_{3+} alors que la plagioclase ne peut en absorber au maximum que 1 %.

L'augmentation du rapport $\frac{Fe_{3+}}{Al_{3+}}$ favoriserait alors dans la roche, la formation d'épidote.

Donc, dans des conditions données de température et de pression, s'il existe un excès de fer trivalent (libéré lors de la pseudomorphose de la biotite, de l'amphibole, etc.) et en présence d'eau, l'anorthite des plagioclases sera détruite et favorisera ici la formation de l'épidote et de la ferrimuscovite.

Instabilité de la biotite.

Cette instabilité s'effectue suivant deux processus :

— ou bien la biotite se transforme en chlorite;

— ou bien la biotite se pseudomorphose en un mica blanc.

Cette transformation dans les roches prémayombiennes semble s'effectuer non pas progressivement dans toute la masse, mais suivant certains couples clivés.

Le mica prend alors un aspect pseudomaclé avec dépôt d'oxydes métalliques le long des plans de clivage ou à la périphérie du cristal.

Dans le sens biotite-mica blanc, la biotite perd son pléochroïsme et ses propriétés optiques changent brusquement.

La biotite verte passe, en se décolorant, sans transition d'un minéral pseudo-uniaxe à un minéral, le mica blanc, à biaxie très nette, dont l'angle des axes optiques est voisin de $2\,V = 38^0$.

Des mesures effectuées à la platine de Fédoroff par P. Picot sur des micas d'échantillons de roches prémayombiennes, pris en différents secteurs de la chaîne du Mayombe, donnent les résultats suivants :

Lieu de prélèvement	Type de la roche	Numéro de l'échantillon	2 V
Route Mayoumba, km 55,100.	Plagioclasite.	56/55 sur mica blanc.	— 34
Layon Klein I, 16,720 km.	Micaschiste à 2 micas (pennine + mica blanc). Série de la Douigni.	209/55 sur mica blanc.	— 34
Layon Bayadi-Mambi km 43,640.	Gneiss à 2 micas (passage biotite à mica blanc). Série de la Doussa.	128/55.	— 38 — 38 — 36
Rivière M'Bila Diga. Monts Doudou.	Micaschistes à 2 micas.	D. Reyre GB/587.	— 38
Kouilou.	Quartzites micacés de la Série des Monts Kouboula.	K 46. K 26. K 47.	— 38 — 38 — 42
Layon Bayadi-Mambi, lagune.	Sur micas des saussurites, des plagioclases, des bouffées pegmatitiques.	132/55.	— 38 — 38 — 38 — 40

D'après le tableau de Winchell, la muscovite est donnée avec un $2\,V = -47$, la ferri-muscovite $2\,V = -38$ et la phengite $2\,V = -25$.

On peut donc estimer que les micas de ces roches, comme les paillettes de micas de la saussurite, ont même origine : elles proviennent d'une décoloration de la biotite verte. Ce fait est intéressant car le mica des quartzites de la Série des Monts Kouboula résulterait bien d'une rétromorphose et une partie des oxydes expulsés se retrouverait dans les octaèdres de magnétite qui constellent ces roches. Une partie de ces oxydes ferriques expulsés a pu servir d'apport pour la saussuritisation des plagioclases dans les roches plagioclasiques.

Cette zone d'instabilité n'est pas la zone des micaschistes supérieurs ou épizone puisque, pour une grande partie de ces roches, on constate qu'elles contiennent des biotites vertes néogènes. Le métamorphisme récent qui a entraîné la recristallisation des roches prémayombiennes n'a pu s'effectuer dans l'épizone que pour la Série de la Douigni — puisque les micas de cette série ont presque toujours été transformés en une chlorite : la pennine.

Instabilité de l'amphibole.

Ce problème est voisin de celui de la biotite et analogue.

L'amphibole dans les faciès de profondeur est fortement pléochroïque, quelle que soit son origine, para ou ortho.

Dans les faciès rétromorphosées prémayombiens l'amphibole verte ou bien est faiblement pléochroïque ou bien est incolore.

Des examens à la platine de Fédoroff par P. Picot ont montré que l'angle des axes optiques est en raison inverse de l'intensité du pléochroïsme.

Pour deux échantillons de hornblende verte à pléochroïsme dans les verts foncés, ont été obtenues les mesures suivantes : $2V = -58$; -60; -62; -60.

Pour deux échantillons d'amphiboles en voie de décoloration ont été trouvés les angles suivants : $2V = -70$; -70; -70 avec pour l'un : dépôts d'oxydes métalliques le long des clivages et pour l'autre : abondance d'épidotes.

Pour les échantillons incolores, les angles des axes optiques ont été les suivants : $2V = -76$; -78; -76; -80; -80; -82; -82; -78, que les amphiboles se présentent en grands cristaux ou qu'elles se transforment en cristaux aciculaires. La réduction en *échardes* ou en *aiguilles* de ces grands cristaux d'amphiboles correspond à une recristallisation avec réduction de volume des cristaux initiaux.

Recristallisation du quartz.

Les quartz des roches prémayombiennes ont un type de recristallisation tout à fait particulier : avec faces cristallines à peu près parfaites, les disposant en une mosaïque de polyèdres.

J'ai indiqué précédemment qu'un cristal bipyramidé de microgranite des Likassa se segmentait avant de recristalliser sous cette forme.

Cette recristallisation correspondrait donc à une diminution de volume des cristaux initiaux de quartz sous des conditions de pression du type pression hydrostatique.

Ceci indique que la zone où ces conditions de pression sont les mieux réalisés se situe dans la partie supérieure de la mésozone supérieure, c'est-à-dire dans la zone des micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques. C'est la zone où la saussuritisation peut s'effectuer au maximum.

CHAPITRE XI

TECTONIQUE PRÉMAYOMBIENNE

Ce substratum prémayombien est affecté, comme je l'ai montré à l'aide des deux schémas géométriques, d'un mode isoclinal de plissements, suivant deux alignements tectoniques opposés l'un à l'autre.

L'un est OSO-ENE, tandis que l'autre est SE-NO.

La première direction tectonique, OSO-ENE, n'affecte que le substratum prémayombien. Pour cette raison, je la désignerai sous le nom de *direction prémayombienne*.

Elle a été signalée non seulement par moi-même dans la région de la route Mayoumba-Tchibanga au Gabon, mais encore par J. Cosson au Moyen-Congo, dans le bassin confluent Loémé-Loukénéné et dans celui de la N'Tombo.

L'autre direction, SE-NO, est connue sous le nom de direction mayombienne. Elle est particulièrement régulière et remarquable dans les systèmes postérieurs au Prémayombien : Système du Mayombe; Système des Monts Bamba; Système du Congo occidental (dans le Synclinal de la Nyanga).

On peut toutefois remarquer qu'elle affecte également la partie haute du substratum prémayombien : la Série des Monts Kouboula et la Série de la Douigni.

Cette inharmonie hétéroaxiale entre ces deux alignements, doit être recherchée non pas dans les couvertures du substratum, mais dans le socle lui-même.

Il est admis (E. Wegmann, 1947; Oulianoff, 1953) que, par ses plis de fond, le socle peut influencer la structure de nouvelles séries sédimentaires.

Au début d'une nouvelle orogenèse, peuvent se manifester des « impulsions » venues du socle; elles ont été appelées « plis posthumes ».

Ces plis posthumes s'effectuent dans le sens des plis antérieurs, mais peuvent aussi se propager dans un sens diamétralement opposé.

C'est peut-être là la solution du problème de cette dysharmonie des deux « alignements croisés » du socle.

Les plissements du Système du Mayombe peuvent s'expliquer par un soulèvement de la partie rigide et indurée du socle suivant une direction perpendiculairement à la direction prémayombienne et parallèlement à la côte atlantique actuelle.

Ce soulèvement aurait provoqué le glissement vers le NE des sédiments mayombiens et leur plissement en direction mayombienne SO-NE.

Dans ce mouvement de glissement, se serait produit également un entraînement des parties

hautes, encore plastiques et peu indurées du substratum prémayombien (Série des Monts Kouboula; Série de la Douigni).

Par ailleurs on constate que dans cette région, où prédomine l'alignement SE-NO, dit mayombien, se sont manifestées des émissions éruptives intrusives et volcaniques, et dans le temps et dans l'espace :

— microgranites des Likassa dans la Série des Monts Kouboula;

— laves acides (et peut-être laves basiques comme au Bas-Congo belge) dans la Série de la Douigni;

— granite laccolithique intrusif de Tongodo postérieurement au dépôt de la Série de la Douigni;

— puis laves acides et basiques dans la Série de la Loukoula, la série inférieure du Système du Mayombe.

Cette région correspondrait donc à une zone préférentiellement fracturée.

CHAPITRE XII

RELATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1) La région du chemin de fer Congo-Océan (Moyen-Congo)

Les terrains constituant le Système du Prémayombe ont été classés par J. Cosson (1955*a*) dans le Système du Mayombe tel qu'il avait été défini par L. Cahen (1945-1948) au Bas-Congo belge.

Ces terrains sont représentés par la *Série de la Loémé* à la base et par la *Série de la Bikossi* au sommet.

La Série de la Loémé est un ensemble comportant des paragneiss à deux micas, avec des para-amphibolites interstratifiées, et des micaschistes à deux micas.

La Série de la Doussa correspond peut-être à la partie supérieure de cette Série.

La Série de la Bikossi comporte :

— un groupe inférieur essentiellement quartzitique, correspondant à notre Série des Monts Kouboula

— et un groupe supérieur de « schistes verts », homologue de notre Série de la Douigni.

Au-dessus de la Bikossi, viennent les couches inférieures et supérieures de la Série de la Loukoula, qui correspondent à notre Série de la Loukoula et à notre Série de Sounda.

J. Cosson considère actuellement que toutes ces séries sont concordantes. Il note seulement qu'un conglomérat vient s'intercaler entre les couches supérieures de la Série de Bikossi et les couches inférieures de la Série de la Loukoula. Ce qui l'amène à placer ces deux séries inférieures, Série de la Bikossi et Série de la Loémé, dans le Système du Mayombe.

J. Cosson a bien constaté que la Série de la Loémé et la Série de la Bikossi ont souvent une direction NE 30°, mais qu'elles prennent la direction mayombienne SO-NE, par une succession de plis, qu'il désigne sous le nom de « plis en chaise ».

Il attribue cette direction NE 30° particulière, à la présence des massifs de granites du Mont Kanda et de la rivière M'Foubou.

Si nous suivons J. Cosson dans son interprétation, il faut admettre que lorsqu'on se déplace vers le SE, perpendiculairement à l'axe de la chaîne prémayombienne, on arrive au Moyen-Congo dans une région où le Système du Prémayombe *devient concordant avec le Système du Mayombe.*

Les plissements prémayombiens se répercuteraient ici seulement par le poudingue intraformationnel, noté par J. Cosson entre le Mayombien et le Prémayombien.

Cette interprétation paraît en accord, comme nous allons le voir, avec les observations des géologues du Bas-Congo belge.

2) Relations avec le Bas-Congo belge

Les séries du Moyen-Congo se retrouvent avec des dénominations différentes au Bas-Congo belge.

On trouve dans cette région, en montant dans le Système, d'après L. Cahen (1948; 1954) :

— *La Série de Palabala et de Matadi* homologue de la Série de la Bikossi inférieure et de la Série des Monts Kouboula.

— *La Série de Tshéla*
— *La Série de la Duizi* } équivalentes des Séries de la Loukoula et de Sounda.

Selon P. Thonnart (1957) on aurait de bas en haut :

— Série de Matadi — homologue de la Bikossi inférieure et de la Série des Monts Kouboula.

— Série des laves de Gangila — homologue de la Bikossi supérieure et de la Série de la Douigni.

— Série d'Inga — homologue de la Série de la Loukoula.

Quelques soient les subdivisions adoptées, les auteurs sont d'accord pour indiquer qu'en première approximation, ces séries sont concordantes.

Toutefois P. Thonnart (1957) indique la possibilité d'une légère dysharmonie tectonique entre la Série d'Inga et les deux séries inférieures. L. Cahen a également parlé de mouvements post-Matadi et anté-Tshéla, ayant entraîné un chevauchement de la partie supérieure de cette Série de Matadi sur sa partie inférieure.

De toutes façons, l'ampleur de ces mouvements ne peut-être comparée à ce que l'on observe au Gabon.

En particulier les séries inférieures, équivalentes à notre Prémayombien, sont toujours plissées ici avec la direction mayombienne. De ce fait les auteurs belges ont considéré que ces séries inférieures devaient se placer dans le Système du Mayombe.

Nous retrouvons donc ici des phénomènes analogues à ceux du Moyen-Congo avec une phase de plissements prémayombiens très atténués.

La conséquence lointaine des plissements prémayombiens est l'apparition de plusieurs niveaux conglomératicques :

Le *conglomérat de Yélala* au-dessus de l'*étage de Matadi* de la série du même nom,

Les conglomérats sporadiques à la base de la Série d'Inga (Kimbenza-Vemba).

On peut résumer les observations précédentes dans un ensemble schématique montrant les relations du Prémayombien et du Mayombien suivant une coupe NO-SE, orientée perpendiculairement à l'axe de la chaîne prémayombienne.

Cette coupe schématique passe à travers le Mayombe, du Gabon au Bas-Congo belge, perpendiculairement à l'axe tectonique prémayombien.

La région septentrionale du Mayombe, au Gabon, est difficile à interpréter. On n'observe en effet, guère qu'une masse de roches migmatitiques et plutoniques. Plus à l'Est de cette coupe schématique, dans le Massif du Chaillu, il est possible qu'on observe quelque chose de comparable à ce qu'on remarque au Moyen-Congo (Chaîne du Mayombe) et dont nous parlerons plus loin.

En effet, dans le bassin de l'Ikoy, B. Choubert signale que la Série de N'Djolé débute par

COUPE SCHÉMATIQUE A TRAVERS LA CHAÎNE DU MAYOMBE

Relations du Prémayombien et du Mayombien

GABON — *Région septentrionale* — *Région méridionale*

MOYEN-CONGO

BAS-CONGO BELGE

Zone prise dans les plissements

Zone intermédiaire

Zone de sédimentation continue

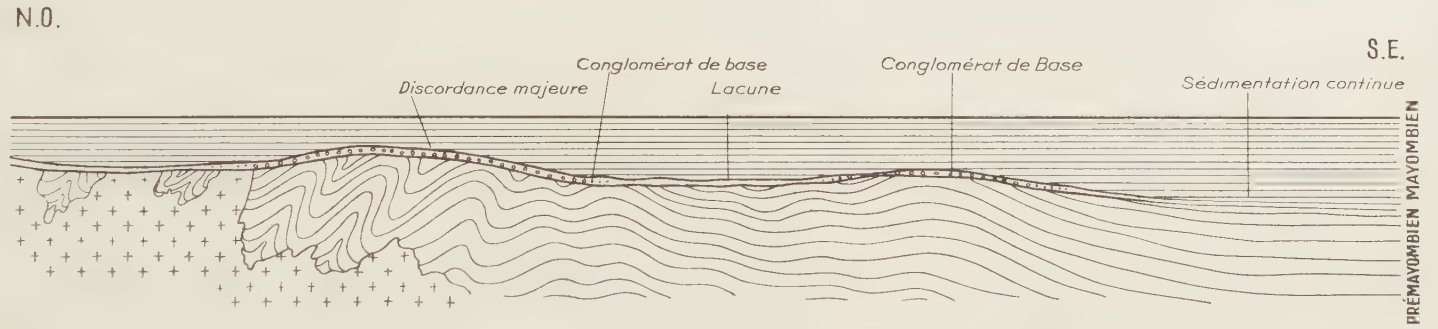


Fig.1

le conglomérat intraformationnel de la Maguengué, avec discordance plus ou moins apparente sur la Série des Laves du Kolissen et la Série de l'Ikoy. Par contre, J. Cosson constate une continuité de sédimentation dans la région d'Etéké et de Koula-Moutou.

Toujours au Gabon, mais dans la partie méridionale de la Chaîne du Mayombe, on constate par contre que le Système du Maycmbe débute par un niveau conglomératique à galets granitiques et de migmatites du Prémayombien; il est donc évident que ce Système du Mayombe est postérieur au Système du Prémayombe.

En outre, ce Mayombien repose en discordance angulaire sur le substratum et d'autre part, il y a une discordance d'alignements tectoniques entre les deux groupes orogéniques du Prémayombien et de Mayombien.

Au Moyen-Congo, il existe encore un niveau conglomératique à la base du Système du Mayombe, avec galets de la Série des Monts Kouboula (Bikossi inférieure de J. Cosson) mais les couches du Système du Prémayombe et du Système du Mayombe ont même alignement tectonique mayombien. On n'observe plus entre eux, qu'une discordance angulaire plus ou moins accentuée.

La différence d'alignements tectoniques ne s'observe plus que localement dans la région du bassin de la Loémé et dans celle du Bassin de la N'Tombo.

Cette région du Mayombe congolais correspond donc à une zone intermédiaire où ne sont plus visibles qu'une lacune et discontinuité faibles.

Au Bas-Congo belge, n'apparaissent plus que des conglomérats sporadiques (Kimbenza, Vemba) à la base du Système du Mayombe(Série d'Inga de P. Thonnart et Séries de Tshéla et de la Duizi de L. Cahen).

Les couches du Système du Mayombe et du Système du Prémayombe sont concordantes. Il y a eu continuité de sédimentation entre la partie supérieure des dépôts du Prémayombien et les couches du Système du Mayombe.

Tout au plus P. Thonnart peut-il parler de légères discontinuités tectoniques entre ces deux systèmes.

Le Mayombe au Bas-Congo belge correspond à une *zone de sédimentation continue.*

On a là un schéma très classique, comparable à ce que l'on connaît dans d'autres chaînes de montagnes et en particulier dans d'autres chaînes précambriennes.

A ce sujet, je citerai l'exemple du Bouclier canadien, dont le professeur P. Pruvost a donné une description dans son cours à la Sorbonne.

Il présente deux coupes prises dans ce Bouclier canadien :

— l'une dans la région au Nord du Lac Ontario;

— l'autre dans la région du Lac Supérieur.

Dans la région septentrionale du Lac Ontario, l'Archéen comprend :

— à la base : la Série de Keewatin;

— au sommet : la Série de Temiskaming.

Cette Série de Keewatin est ici un ensemble de roches volcaniques et de formations sédimentaires, traversées par les granites laurentiens.

La série archéenne supérieure, la Série de Temiskaming débute par un conglomérat, passant latéralement à des grès. Ce conglomérat comporte des galets de jaspes et de granites laurentiens, donc cette série est postérieure au Keewatin.

Dans la région du Lac Supérieur, l'Archéen appelé Ontarien, comprend à sa base le Keewatin, représenté ici par des coulées basiques et des ardoises vertes. Ce Keewatin est encore ici traversé par le Pluton laurentien.

La série archéenne supérieure, la Série de Knife Lake, (équivalente de la Série de Temiskaming) débute par des conglomérats et des grès, sur lesquels reposent des ardoises rubannées, des dolomies et des quartzites.

Dans cette région, la Série de Knife Lake repose en grande discordance sur le Keewatin.

Cette région du Lac Supérieur correspond à la région prise dans les plissements, tandis que la région au Nord du Lac Ontario appartient à la zone de sédimentation continue, le schéma ci-contre de P. Pruvost synthétise cette description.

3) Relations avec l'Angola

En Angola, toutes les roches antérieures au Système de Oendélongo, ont été placées dans un « soubassement ancien » ou « Complexe de base » (F. Mouta 1954).

Ce soubassement ancien groupe des séries définies par leurs caractères lithologiques plus que par leur position stratigraphique : Séries de roches gneissiques (para et ortho), de quartzites, de micaschistes et de calcaires cristallins, étroitement associés les uns aux autres.

Il est possible que certaines variétés appartiennent à un système plus ancien que le Système du Mayombe *sensu stricto*.

Certains faciès paraissent rétromorphiques et semblent correspondre aux descriptions de nos séries prémayombiennes : micaschistes caractérisés par une grande abondance de micas blancs, micaschistes à biotite, quartzites micacés, à biotite, muscovite et chlorite, gneiss albitiques à biotite et muscovite.

Tous les faciès lithologiques de ce complexe de base ont été plutonisés par des granites antérieurs au Système du Bembé (homologue du Système du Congo Occidental).

Aussi, s'il est vraisemblable qu'à travers l'Angola et le Cabinda existe un substratum ancien, il nous est actuellement impossible en l'absence d'études stratigraphiques plus détaillées, d'établir des relations entre les séries prémayombiennes et les séries lithologiques du *Soubassement ancien* de l'Angola.

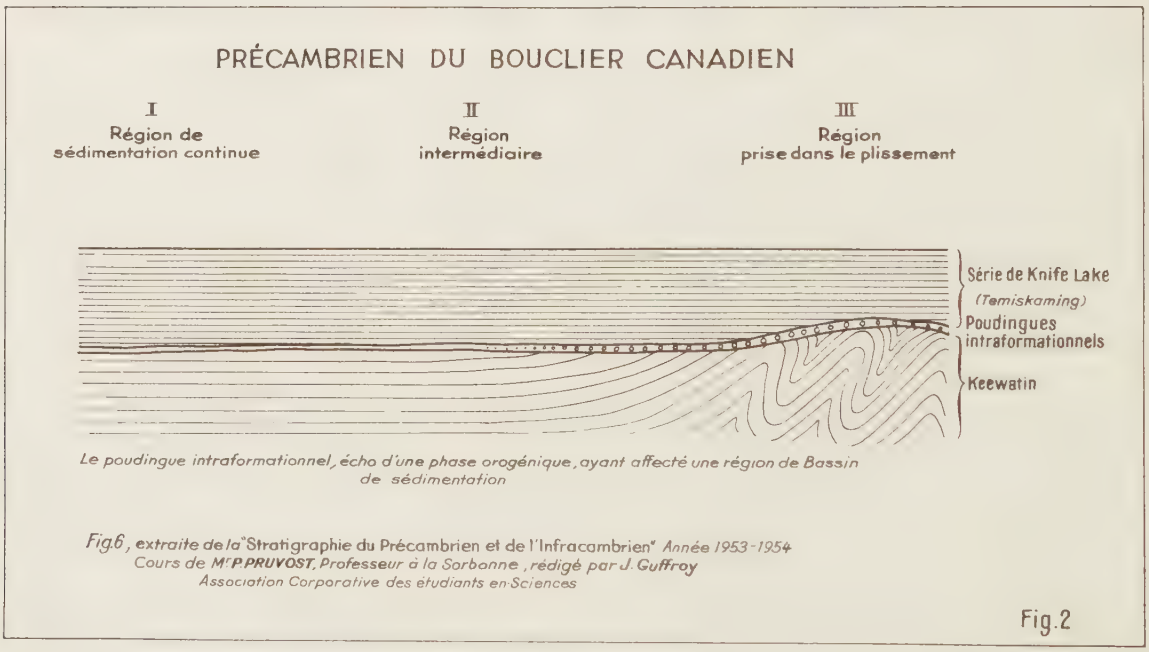


Fig.6, extraite de la "Stratigraphie du Précambrien et de l'Infracambrien" Année 1953-1954
Cours de M^r P. PRUVOST, Professeur à la Sorbonne, rédigé par J. Guffroy
Association Corporative des étudiants en Sciences

Fig.2

TROISIÈME PARTIE

LE SYSTÈME DU MAYOMBE

LE SYSTÈME DU MAYOMBE

Introduction.

J'ai dit dans les pages précédentes que le Système du Mayombe de la littérature actuelle a été défini au Bas Congo belge (L. Cahen 1945, 1948).

En A.E.F., ces formations précambriennes avaient été en grande partie classées dans un *Système cristallophyllien* (V. Babet 1933, 1935). Cette classification lithologique de V. Babet fut abandonnée par M. Nicklès (1952). Cet auteur rassembla provisoirement les séries précambriennes anciennes du Mayombe en : *Séries métamorphiques du Mayombe.*

En utilisant la définition de L. Cahen, J. Cosson (1955*a*) groupa dans un même *Système du Mayombe* ses séries de la Loémé, de la Bikossi et de la Loukoula. Il hésita cependant sur la place de la Série de la Loémé, qu'il considéra d'abord (1953) et avec juste raison, comme appartenant à un système antérieur à un Système du Mayombe. Par la suite (1955*a*) J. Cosson abandonna cette interprétation et fit de la Série de la Loémé, la série de base, seulement visible en A.E.F., d'un vaste Système du Mayombe.

Le *Système du Mayombe,* tel que je le décris, ne correspond plus au Système du Mayombe tel qu'il avait été défini par les auteurs belges et J. Cosson.

Ces auteurs placent dans le Système du Mayombe et à la base de celui-ci, les séries équivalentes de mes trois séries prémayombiennes (Série de la Doussa, Série des Monts Kouboula, Série de la Douigni).

J'ai montré plus haut qu'il existe au Gabon une discontinuité stratigraphique tectonique et pétrographique entre ces séries et les séries supérieures du Système du Mayombe, défini au Moyen-Congo et au Bas Congo belge.

Cette coupure importante, nous venons de le voir, permet de définir avec précision un Système prémayombien.

Je réserverai donc le terme de *Système du Mayombe* aux séries postérieures à cette discordance. Ce sont dans la région qui nous intéresse ici :

— les deux séries de la Loukoula et de Sounda.

Ces deux séries correspondent, dans la région du Chemin de fer Congo-Océan, à la *Série de la Loukoula* « sensu lato » de J. Cosson.

Pour des raisons d'ordre stratigraphique, j'ai préféré restreindre le terme de *Série de la Loukoula* aux couches de base de l'ancienne définition de J. Cosson (1955*a*) et j'ai appelé : *Série de Sounda,* les couches supérieures.

Il apparaît en effet une discontinuité assez importante entre ces deux ensembles de couches; cette discontinuité est soulignée localement par un niveau conglomératique.

Au Bas Congo belge, ces deux séries de la Loukoula et de Sounda ont pour homologues les séries de Tshéla et Duizi de L. Cahen ou la Série d'Inga de P. Thonnart.

Nous décrirons d'abord les deux séries de ce Système du Mayombe.

Les phénomènes de métasomatose dans la série inférieure, Série de la Loukoula, et le plutonisme mayombien du socle prémayombien (Groupe des Monts Doudou) seront l'objet des chapitres suivants.

Ensuite l'étude de la tectonique, nous indiquera les relations entre les caractères de la sédimentation mayombienne, la structure de la chaîne prémayombienne et les plissements mayombiens.

Nous terminerons par les relations avec les régions voisines.

CHAPITRE I

STRATIGRAPHIE ET DESCRIPTION DE LA SÉRIE DE LA LOUKOULA

Je subdivise cette série en trois niveaux superposés :

— *Un niveau inférieur,* avec des faciès régionaux pélitiques (chloritoschistes) ou détritiques (arkoses, conglomérats, quartzites) auxquels s'ajoutent des faciès volcaniques (porphyroïdes de Kakamoëka; roches gabbroïques de la Gongo-Mouissa et dolérites de la N'Douna).

— *Un niveau moyen* de roches tufacés à faciès pélitiques ampéliteux (schistes noirs) et détritiques (quartzites micacés de Sakama).

— *Un niveau supérieur* lacuneux, essentiellement pélitique.

1. *Niveau inférieur.*

A l'aurore de la subsidence mayombienne, la répartition des faciès sédimentaires a été influencée par la tectonique prémayombienne. S'est créée, en effet, une suite alternante de bassins secondaires et de cordillères, orientés parallèlement aux directions du socle prémayombien.

Du NO au SE, nous pouvons citer les bassins secondaires et les cordillères suivantes pour le Gabon et le Moyen-Congo.

— Bassin de la Bagni et de la Mavenza.

— Cordillère de la Boucle de la Nyanga.

— Bassin de la Douaou.

— Cordillère de la Djoungou.

— Bassin de la N'Douna.

— Cordillère Gongo-Mouissa.

— Bassin Noumbi-Kouilou.

— Cordillère de la Loukoula (région du C.F.C.O.).

Dans les bassins se sont accumulés des sédiments argileux, transformés par le métamorphisme en chloritoschistes.

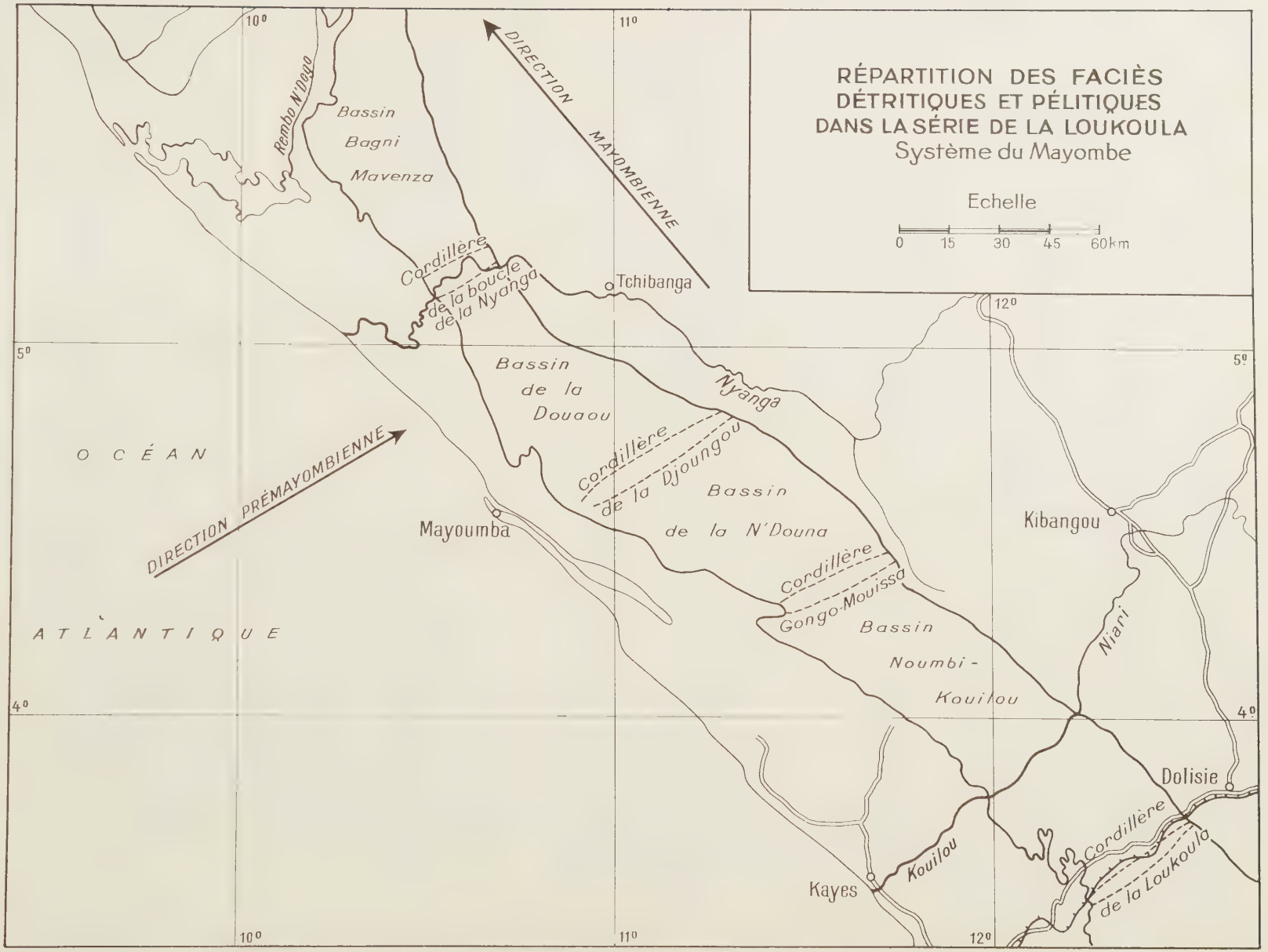

RÉPARTITION DES FACIÈS
DÉTRITIQUES ET PÉLITIQUES
DANS LA SÉRIE DE LA LOUKOULA
Système du Mayombe
Echelle
0 15 30 45 60km
10°
11°
12°
5°
4°
DIRECTION MAYOMBIENNE
DIRECTION PRÉMAYOMBIENNE
Rembo N'Dego
Bassin Bagni Mavenza
Cordillère de la boucle de la Nyanga
Tchibanga
Bassin de la Douaou
Nyanga
Cordillère de la Djoungou
Bassin de la N'Douna
Cordillère Gongo-Mouissa
Bassin Noumbi-Kouilou
Niari
Kibangou
Mayoumba
OCÉAN ATLANTIQUE
Kayes
Kouilou
Cordillère de la Loukoula
Dolisie

Fig.3

Sur les rides et sur leur bordure se sont entassés des couches épaisses d'arkoses, des conglomérats et des bancs de quartzites.

La sélectivité de la sédimentation des cordillères est fonction de la proximité des réserves accumulées sur l'aire prémayombienne, qui, en bien des régions, a été décapée jusqu'à son pluton.

a) Faciès détritiques.

Les accumulations d'arkoses ont été reconnues dans le bassin de la Gongo et de la Mouissa, et dans celui de la Loukoula (Pointe-Noire).

Ride Gongo-Mouissa.

L'axe de la ride de la Gongo-Mouissa se confond avec celui de la piste indigène, entre les rivières Muralo, affluent de Mouissa, et Moualou, affluent de la Gongo. Il est sensiblement parallèle à l'ancienne direction OSE-ENE du substratum prémayombien.

Au Sud de cet axe, sur le flanc septentrional des Monts Kouboula, les couches d'arkoses font place à des faciès quartzeux et quartzo-micacés. Ces mêmes couches quartzitiques s'observent à l'Ouest et constituent une partie des rapides inférieurs de la Gongo.

Au Nord de cet axe, suivant la rivière Gongo, on observe un passage progressif des arkoses grossières à des faciès arkosiques de plus en plus schisteux et contenant des éléments clastiques de plus en plus fins.

Le long de cet axe, les arkoses auxquelles la texture planaire confère un aspect de gneiss, passent à des faciès graphiteux, en perdant leurs arènes granitiques.

Toutes ces couches accusent un déversement vers le NE avec des pendages SO de l'ordre de 50 à 70°.

Ride de la boucle de la Nyanga.

La sédimentation de la ride de la boucle de la Nyanga a été essentiellement gréseuse.

La Série de la Loukoula y débute par un niveau conglomératique de 12 à 15 m de puissance : *le conglomérat de Mocaï M'Babo* (J.-P. Dévigne 1957).

Dans les strates de base, la pâte est faite de débris plutoniques plus ou moins bréchiques; elle emballe des galets de roches prémayombiennes métasomatiques (anorthosites quartziques, granites albitisés, gneiss et migmatites rétromorphosés). Les strates supérieures montrent une nature pétrographique plus nettement gréseuse. C'est sur la surface ravinée de ce niveau conglomératique de Mocaï M'Babo que reposent les quartzites micacés et les intercalations de chloritoschistes; leurs plis isoclinaux montrent par contre un déversement sur l'anticlinorium avec des pendages relativement faibles NE, 12 à 23°.

Un conglomérat à galets prémayombiens semblables a été découvert par D. Reyre, en 1948, dans la rivière Douengui sur le flanc occidental de la chaîne du Mayombe. Il indique que les conditions de sédimentation devaient être identiques sur les deux flancs de l'axe géanticlinal.

Bassin Noumbi-Kouilou.

Dans la région de Kakamoëka, à la base de la sédimentation pélitique du bassin Kouilou-Noumbi, on observe encore un niveau conglomératique, mais de nature pétrographique différente. La pâte est celle des chloritoschistes ou celle des porphyroïdes, interstratifiés entre ces bancs pélitiques schisteux. Les galets proviennent du démantèlement de la Série quartzitique des Monts Kouboula. Ce niveau conglomératique correspond, soit à l'amorce d'une ride dans ce bassin, rapidement submergée, soit à la retombée d'une cordillère au Sud-Ouest du fleuve Kouilou.

b) Faciès pélitiques.

Ils sont représentés par des chloritoschistes à patine soyeuse verte. Ces chloritoschistes sont constitués de lits très fins phylliteux (chlorite à laquelle s'associe souvent de la muscovite) et quartzeux.

Parfois ce sédiment pélitique n'est constitué que de feuillets phylliteux. Dans ce cas, on observera sous le microscope, des microplissements, des étirements et des flexures.

Très plastiques, ces chloritoschistes montrent à l'échelle de l'affleurement, des plissotements bien visibles sur la tranche et très comparables à ceux observés dans les micaschistes de la Série de la Douigni.

Les filons et filonnets de quartz, qui traversaient ces chloritoschistes, se sont brisés. Leurs fragments ont été enveloppés par la matière phylliteuse, en prenant un aspect de pseudo-brèches.

Cette sédimentation pélitique s'est instaurée dans les différents bassins secondaires. Au centre de ces bassins, les couches de chloritoschistes sont venues directement reposer sur le substratum. Mais en bordure de ces bassins, c'est-à-dire sur les retombées des cordillères, ce niveau pélitique repose souvent sur un horizon conglomératique qui peut avoir de 10 à 15 m d'épaisseur et exceptionnellement 35 m. La pâte de ce conglomérat est chloritoschisteuse et ses galets ont été arrachés au substratum.

Avec l'envahissement progressif des cordillères au Moyen-Congo, on voit apparaître peu à peu des variétés ampéliteuses, puis des variétés carbonatées. C'est peut-être à cet horizon supérieur que correspondent les chloritoschistes carbonatés de la Maroho II, affluent de la Noumbi (Bassin Kouilou-Noumbi).

Dans la rivière N'Douna (bassin méridional du Mayombe gabonais) dominent des chloritoschistes ampéliteux et des chloritoschistes carbonatés.

Je rapporte aussi à ce même niveau la plupart des septa disparates de couches mayombiennes du Massif des Monts Doudou : chloritoschistes à passées graphiteuses de la rivière Mavenza; chloritoschistes de la haute Douvi, etc.

c) Faciès volcaniques.

Laves acides métamorphisées.

Dans le bassin Kouilou-Noumbi, autour de Kakamoëka, une activité volcanique, vraisemblablement sous-marine, est à l'origine des porphyroïdes, interstratifiés en passées minces et répétées dans les chloritoschistes du niveau inférieur de la Série de la Loukoula.

Ces roches schisteuses à foliation bien marquée présentent, en relief, des nodules de quartz bleutés et des feldspaths automorphes d'où le nom de « schistes noduleux » que leurs octroyèrent les ingénieurs et les géologues de la Société Minière du Kouilou (S.M.K.).

Par la composition de leur pâte lamellaire, à lits de quartz et de phyllites, ces roches sont très comparables aux roches encaissantes. Vers la base du niveau, ces porphyroïdes s'apparentent à des quartzites micacés ou des séricitoschistes; vers le sommet de ce niveau, ils s'enrichissent de particules graphiteuses ou charbonneuses, prennent une teinte sombre et s'assimilent à des schistes ampéliteux.

Par les cristaux porphyriques qu'ils contiennent, ces porphyroïdes dérivent de roches d'épanchement du type rhyolite, transformées par actions mécaniques et par métamorphisme dans la zone des micaschistes supérieurs de J. Jung et M. Roques.

Parmi ces roches, les unes dérivent directement des laves et contiennent divers cristaux porphyriques, les autres sont des schistes tufacés et ne renferment guère que des quartz porphyriques. Ces schistes tufacés semblent constituer la plus grande partie des affleurements de ces porphyroïdes qui, de quelques km au Sud du Kouilou, vont s'étaler jusque vers l'ancien camp S.M.K. de Mouila Kina.

Cette activité volcanique ne s'est pas bornée à la région de Kakamoëka, elle s'est vraisemblablement manifestée aussi au voisinage de la cordillère Gongo-Mouissa.

Dans la région comprise entre la Gongo au Sud et son affluent la Mouimba au Nord, G. Grangeon a receuilli des échantillons provenant d'affleurements de quartzites micacés tufacés et de schistes ampéliteux tufacés.

Néanmoins les porphyroïdes directement dérivés de laves porphyriques ne sont pas encore connus dans cette région.

2. *Le niveau moyen.*

a) Faciès pélitiques.

Dans le bassin Kouilou-Noumbi, au sommet du niveau sus-jacent, dominent de plus en plus les schistes tufacés.

L'abondance d'éléments graphiteux et de grains de magnétite donnent à ces roches finement feuilletées une patine noirâtre, d'où le nom descriptif de « *schistes noirs* » que leur donnèrent les géologues et ingénieurs de la Société Minière du Kouilou.

Vers la rivière Dola, ces faciès pélitiques passent aux faciès détritiques de quartzites micacés tufacés, du type colline de Sakama.

Je rapporterai à ce niveau les chloritoschistes graphiteux non tufacés de la rivière Massibilou dans les Monts Doudou.

b) Faciès détritiques.

Au Moyen-Congo, ces faciès prennent une grande importance. On les observe depuis la rivière Dola jusqu'à la colline de Sakama sur le flanc Nord des Monts Kouboula en passant par les rivières Loutembo; Loubanguila, près du village Tendou Bengo; Noumbi, entre la rivière Irila et l'A.V. Fitsi.

Ce sont des quartzites micacés à petits ovoïdes de quartz bleutés; ils ont été formés aux dépens des porphyroïdes schistoïdes et des schistes tufacés micacés du niveau sous-jacent.

A ces couches détritiques quartzitiques, se subordonnent des séricitoschistes à martite (Tendou Bengo et A.V. Fitsi).

Au Gabon, on ne retrouve pas ces faciès et il est assez difficile d'identifier leurs correspondants latéraux, d'autant plus que très souvent la Série de la Loukoula semble réduite à son niveau inférieur.

Dans la cordillère de la boucle de la Nyanga, peut-être doit-on rapporter à ce niveau, sous toute réserve, les bancs quartzitiques chloriteux à passées de 40 à 80 m de quartzites chloriteux ferrugineux. Ces bancs de quartzites ferrugineux, par concentration des oxydes de fer, sont à l'origine du gisement de fer du Mont Moutéli.

c) Faciès volcaniques.

Des épanchements de roches basiques gabbroïques traversent les couches de ce niveau dans la Cordillère Gongo-Mouissa.

Il ne semble pas que cette venue éruptive ait atteint les couches du niveau sus-jacent et qu'elle corresponde aux épanchements basiques connues à la base de la *Série de Sounda.*

Ces laves gabbroïques ont été métamorphisées, rétromorphosées et plissées avec la Série de la Loukoula. Le plissement d'allure isoclinale tend à conférer à ces anciens dykes ou sills un gisement en apparente concordance avec certaines couches de ce niveau.

Je pense qu'on peut rapporter à cette même venue volcanique basique, les roches gabbroïques, plus ou moins métamorphisées de la partie inférieure torrentielle de la rivière

N'Douna (bassin du Mayombe gabonais méridional). Mais ici, ces roches gabbroïques montrent une nette structure ophitique résiduelle et correspondent à d'anciens dykes ou sills de dolérites.

J'estime aussi que le pointement de Mayoumba et les métadolérites de la région de Bongo appartiennent à cette même phase volcanique basique.

3. *Le niveau supérieur.*

Faciès pélitiques.

Ce niveau très lacuneux ne comporte, au Moyen-Congo, que des faciès pélitiques.

Sur le Kouilou, au voisinage de la falaise de Niondzi, des schistes verts, chloriteux, sériciteux et carbonatés représenteraient d'après J. Cosson, le faciès du niveau supérieur de cette série.

Sur le flanc oriental de la cordillère de la Gongo et Mouissa, les schistes chloriteux de la rivière di Wouma di Mouissa, correspondraient au niveau supérieur de la Série de la Loukoula. Les strates de base contiennent encore des quartz détritiques globuleux, mais beaucoup plus frais que dans les quartzites micacés du niveau sous-jacent.

Les strates supérieures n'en renferment plus.

Sur ce niveau de schistes de la di Wouma di Mouissa, le Système des Monts Bamba vient directement reposer en discordance, avec lacune complète de la Série de Sounda.

CHAPITRE II

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE DE LA SÉRIE DE LA LOUKOULA

Faciès détritiques de la Série de la Loukoula

1. *Conglomérats*

a) *Conglomérats à pâte et galets plutoniques rétromorphosés*

Ce sont des roches rosâtres à gris clair. Seuls les faciès d'altération ont été observés aussi bien dans le rapide Mocaï M'Babo du fleuve Nyanga que dans la rivière Douengui, affluent du Rembo N'Dogo.

Dans ces conglomérats, les galets sont ovoïdes, pisaires ou pugilaires. Certains sont aplatis, d'autres globuleux.

Au rapide Mocaï M'Babo, la pâte des strates inférieures est entièrement formée par le matériel plutonique ou migmatique prémayombien bréchifié; la pâte des lits supérieurs est plus quartzeuse. La surface de ce conglomérat de Mocaï M'Babo est ravinée.

L'étude microscopique des galets montre des cristaux paléogènes caractéristiques des roches prémayombiennes rétromorphosées et recristallisées : quartz en mosaïque; plagioclases saussuritisés, microclines albitisés, biotite verte, plus ou moins décolorée; mica blanc du type ferrimuscovite; sphène; apatite. Dans ce fond rétromorphosé et recristallisé, apparaissent des cristaux frais de feldspaths, exempts des cataclases des cristaux paléogènes.

Ces néocristaux sont un microcline à quadrillage caractéristique et un plagioclase parfois damouritisé mais sans saussurite.

b) *Conglomérats à pâte de chloritoschiste ou de porphyroïde et à galets de quartzites de la Série des Monts Kouboula*

Dans une pâte granolépidoblastique de quartz jointifs à peu près équigranulaires et de phyllites allongées (chlorobiotite, chlorite et muscovite) sont emballés des galets aplatis de quartzites de la Série des Monts Kouboula. Les quartz de ces galets sont en général engrenés et souvent à extinction onduleuse.

La pâte, au lieu d'être pélitique, peut être formée par le porphyroïde. Elle renfermera une certaine proportion de quartz globuleux et plus rarement de quartz bipyramidés à golfes de corrosion.

Des plagioclases albitiques en cristaux automorphes sont assez courants.

c) *Arkoses*

La roche est d'un gris verdâtre à gris violacé sombre.

Les phyllites, orientées parallèlement les unes aux autres lui donnent sa disposition feuilletée. Elles englobent divers éléments arrachés au substratum. Ces éléments sont plus ou moins bien orientés dans le plan de foliation et parfois déformés. Cette déformation donne dans ce cas, une apparence de gneiss œillé à ces arkoses.

Sous le microscope, le fond à structure granoblastique est composé de quartz et de phyllites.

Le quartz est disposé en une mosaïque de cristallites jointifs recristallisés. Mais cette recristallisation s'est faite avec des faces cristallines moins bonnes que celles des quartzites de la Série des Monts Kouboula et cette recristallisation à symétrie imparfaite leur confère un aspect « esquilleux ».

Les phyllites (chlorite ou chlorobiotite et muscovite) sont allongées et accolées parallèlement les unes aux autres.

A ces minéraux, s'associe un peu d'albite fraîche.

Cette trame emballe des plagioclasses saussuritisés et des albites damouritisées, des amas de quartz polyèdres ou de quartz allongés jointifs, de la biotite verte plus ou moins décolorée, de la ferrimuscovite, de l'épidote et de la zoïsite, des carbonates.

Avec l'augmentation du feuilletage, les éléments clastiques deviennent à peu près invisibles à l'œil nu. Dans ces variétés, les carbonates et la zoïsite en excès leur donnent des teintes vertes bleutées.

d) *Quartzites*

Les quartzites micacés, très importants dans la boucle de la Nyanga ou sur la bordure NO et SE de la cordillère Gongo-Mouissa, ont, macroscopiquement, un faciès comparable aux roches quartzo-micacées de la Série des Monts Kouboula.

Ce sont des roches gris clair constituées par une mosaïque de fins cristaux de quartz à peu près équigranulaires. Ces cristaux recristallisés sont étirés, jointifs ou engrenés.

Les phyllites, chlorite et muscovite, sont allongées parallèlement les unes aux autres.

Dans les intercalations chloritoschisteuses, la mosaïque de quartz ne constitue plus que des lits étroits, tandis que s'étalent les lits de phyllites.

Dans quelques échantillons, on observe quelques phénoblastes de muscovite à accroissement pivotant; ces phénoblastes prennent dans la lame une disposition en quinconce sans trop déranger la trame quartzo-micacée.

e) *Quartzites ferrugineux*

Avec une structure granolépidoblastique, ces roches sont formées d'une mosaïque de cristaux jointifs de quartz et de lits phylliteux.

Comme dans toutes les roches de cette Série de la Loukoula, la recristallisation du quartz se présente avec des faces cristallines imparfaites (aspect esquilleux).

La chlorite a un fort pléochroïsme dans les verts : n_g = vert foncé; n_p = vert à reflet légèrement jaunâtre.

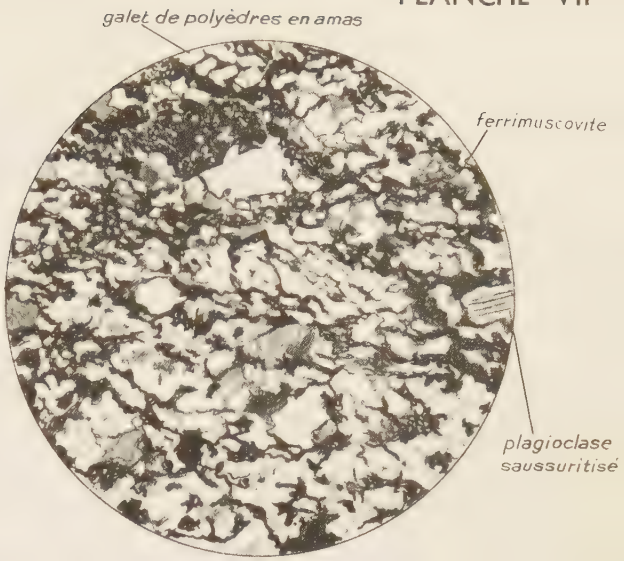
Sur ces chlorites se sont préférentiellement agglutinés les octaèdres ou les bâtonnets de magnétite plus ou moins hématisée (martitisation).

Dans le Mont Moutéli, des concentrations en oxydes de fer anhydre ont réalisé, en surface, des roches ferrifères constituées essentiellement d'hématite micacée. Ces variétés très riches en fer, jusqu'à 60 % de Fe métal, présentent des lits quartzeux de 1 à 7 mm, déferritisés.

Ces concentrations en oxydes ferriques représentent la partie riche du gisement de fer du Mont Moutéli.

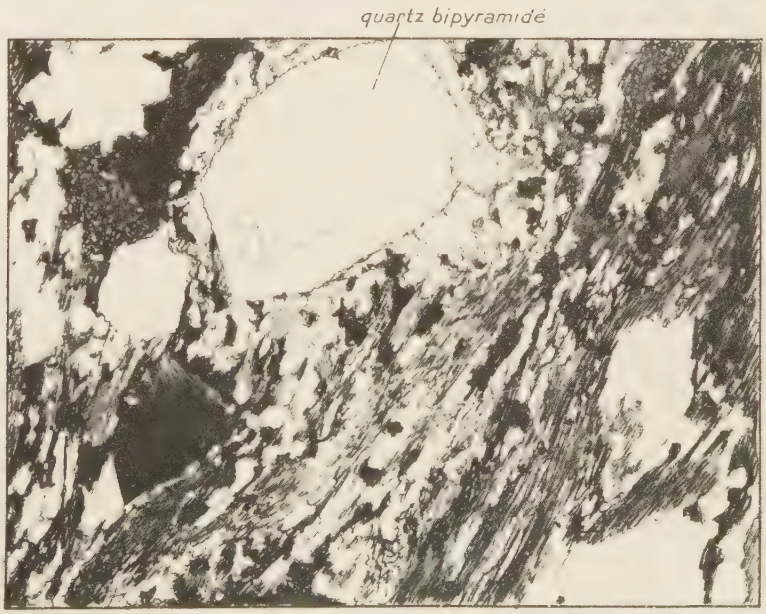
SYSTÈME DU MAYOMBE

Série de la Loukoula



Arkose schistifiée
de la Mouissa
278/49 G: 15×

Quartzites micacés tufacés
de Sakama
283/55 G: 50×



Porphyroïde de Kakamoëka
L. P.N 2/52 G: 56×

Aux épontes des bancs de quartzites ferrugineux, les roches encaissantes (quartzites ou chloritoschistes), montrent un enrichissement en magnétite et le même agglutinement des oxydes métalliques sur les phyllites.

f) *Quartzites micacés tufacés*

Ces roches quartzitiques sont des roches claires, feuilletées, à patine soyeuse. Elles rappellent certaines variétés micacés de la Série des Monts Kouboula.

Sous le microscope, ces quartzites ont la même trame lépidogranoblastique : avec des quartz en mosaïque, jointifs ou engrenés et avec des cristaux de chlorite et muscovite associés à de la séricite.

Leurs phyllites sont moins allongées que dans les roches des niveaux sous-jacents.

Dans cette trame, sont inclus des cristaux détritiques de quartz bleutés de 0,5 à 2 mm de diamètre : ce sont des ovoïdes souvent aplatis, à extinction onduleuse; ils proviennent, à mon avis, du démantèlement des porphyroïdes et des schistes tufacés des niveaux sous-jacents.

Au Sud de la Noumbi, ces quartzites sont associés à des variétés plus riches en phyllites et passent alors à des chloritoschistes ou à des séricitoschistes.

2. *Faciès pélitiques*

a) *Chloritoschistes*

Ces faciès se rencontre communément le long de la chaîne du mayombe. Ils correspond à un dépôt de colloïdes métamorphisés dans la zone des micaschistes supérieurs de J. Jung et M. Roques.

Très riche en chlorite, cette roche se présente avec une patine soyeuse verte et une foliation très marquée.

Sous le microscope, le quartz possède encore cette structure « esquilleuse » de recristallisation.

La chlorite et la muscovite sont en cristaux allongés et enchevêtrés. La chlorobiotite peut remplacer la chlorite dans cette association.

b) *Roches siliceuses noires cryptocristallines*

Ce sont des roches très dures, compactes, d'une teinte noir de fumée à éclat gras et de texture crytocristalline à facies de lydienne ou de phtanite.

Sous le microscope, on observe un mélange intime de quartz, d'un peu de séricite ou de chlorite et d'une matière sombre (peut-être du graphite ?). On remarque assez rarement quelques feldspaths non déterminables.

Elles s'observent toujours dans les niveaux supérieurs.

3. *Faciès volcaniques*

a) *Porphyroïdes schistoïdes*

Dans les porphyroïdes dérivés des laves, les cristaux porphyriques sont en abondance.

Ce sont des phénocristaux automorphes de microclines troubles corrodés, à surface couverte de pustules de carbonates. Les plagioclases, plus nombreux, sont de l'albite An_{4-8} séricitisée; leurs parties corrodées sont, elles, aussi remplies de calcite ou de dolomite.

Les quartz sont ovoïdes et bipyramidés; ils renferment les uns et les autres des golfes de corrosion. Ils sont ceinturés par une couronne de microlithes résiduels qui disparaissent

rapidement dans la trame quartzo-phylliteuse. La trame est faite de quartz jointifs granulaires, de chlorite et de muscovite en lépidoblastes orientés suivant un plan déterminé. Dans cette trame se mêlent assez souvent des cristaux de carbonates.

Des analyses leur donnent les paramètres suivants :

8/52 ..... I. 3. '2. '3
44/52 ..... I. 3. 2. 3

très voisins de la formule du porphyroïde de Génis signalé par M. Roques (1941) : I. 3'. '(2). '3.

Dans les schistes tufacés, l'élément porphyrique est à peu près réduit au quartz, plus ou moins sphéroïde et souvent à extinction onduleuse. Ce quartz peut être fragmenté et recristallisé, effaçant ainsi son origine éruptive. Par contre les sphéroïdes indemnes montrent des golfes de corrosion, révélant leur origine éruptive. Dans ces golfes de corrosion subsiste une matière à peu près isotrope : ce sont des microlithes voisins du verre et qui, par leur taille et leurs propriétés optiques, se distinguent facilement des cristaux voisins.

Dans la trame quartzophylliteuse, à proximité des sphéroïdes de quartz, persistent quelques îlots de microlithes étirés et allongés dans le plan de foliation. Outre le quartz granulaire jointif, les lépidoblastes de chlorite, chlorobiotite et muscovite sont groupés en faisceaux ou en bouquets plus ou moins parallèles.

b) « Roches vertes ».

Roches gabbroïques de la Gongo et de Mayoumba

Ce sont des roches recouvertes en surface d'une croûte brunâtre de 2 à 3 cm au plus d'épaisseur.

Sous le microscope, on observe dans des faciès relativement assez frais où tous les minéraux sont reconnaissables : grandes baguettes de labrador en cristaux automorphes, pyroxènes, olivine. Par ailleurs on remarque des facies plus ou moins complètement rétromorphosés.

Ces faciès vont coexister sur le terrain sans que l'on puisse déterminer la raison de la rétromorphose complète ou de la persistance de la fraîcheur des minéraux.

Dans les faciès frais gabbroïques, le plagioclase, un labrador An_{50-54}, se présente en poutrelles automorphes cataclasées.

C'est le long de ces diaclases ou fissures que commence l'altération.

Ces plagioclases peuvent être remplacés par des amas de zoïsite ou de clinozoïste conservant dans les faciès peu dynamisés, la forme originelle automorphe.

Dans les faciès fortement cataclasés, la carapace cristalline du plagioclase s'est brisée et la zoïsite a flué.

Le pyroxène est presque toujours ouralitisé. Parfois ce pyroxène ouralitisé n'apparaît plus qu'en résidus dans une amphibole de recristallisation.

Cette amphibole ne conserve pas sa structure originelle mais se transforme, par diminution de volume, en un amas de cristaux aciculaires possédant les propriétés optiques de l'actinote.

Le péridot ne subsiste plus en général que sous l'aspect d'un squelette d'oxydes métalliques. La production d'oxydes de fer dans les faciès rétromorphosés doit avoir pour origine la disparition des péridots du type olivine.

Dans les roches complètement rétromorphosées, on n'observe plus que des amas d'amphiboles aciculaires et de rares cristaux d'amphiboles décolorées, entourées d'une mouture épidotique et de grands cristaux de sphènes.

Roches gabbroïques à structure ophitique de la N'Douna

Sur la N'Douna les faciès sont en général assez fortement rétromorphosés mais il s'observe toujours des structures résiduelles ophitiques.

Ce sont des diabases du type ophite ou dolérite.

Les plagioclases plus petits que dans les roches précédentes sont des amas de cristaux de zoïsite avec un peu d'épidote.

Les pyroxènes ont, pour la plupart, disparu. Ceux qui subsistent ne sont plus que des résidus ouralitisés au centre d'un grand cristal déchiqueté et à peu près décoloré d'amphibole.

De plus ces cristaux d'amphiboles sont le plus souvent remplacés par les amas de nématoblastes qui ont les propriétés optiques de l'actinote.

Dans certains échantillons, provenant des collines dominant la région déjà navigable de la N'Douna, on observe une biotitisation et une chloritisation de cette amphibole.

On constate aussi la formation de gros cristaux d'épidotes (bourgeonnement métasomatique ?).

CONCLUSION

En résumé on peut dire que la formation de la *fosse loukoulienne* et sa sédimentation se sont opérées en plusieurs phases.

Au début de l'orogenèse mayombienne, cette fosse s'ouvre à l'emplacement de la chaîne prémayombienne pénéplanée encore secouée de « frémissements tectoniques ».

Ces secousses la tronçonnent en une série de bassins secondaires, séparés par des rides ou cordillères, plus ou moins émergées; les uns et les autres sont orientés parallèlement à la direction tectonique prémayombienne, OSO-ENE.

Ces secousses s'accompagnent de nombreuses manifestations volcaniques à proximité de ces rides.

Puis s'instaure un régime plus nettement pélitique, qui se généralise peu à peu. Les cordillères sont progressivement submergées pendant que continuent à s'accumuler, dans les anciens bassins secondaires, des sédiments pélitiques.

Les émissions de laves basiques durent s'échapper par les fractures apparues au moment où s'amorçait le soulèvement du socle sur son flanc SO et son basculement vers le NE.

Une régression générale se serait amorcée avec les sédiments détritiques du type de la colline de Sakama (bassin Mouissa au Moyen-Congo). Les schistes de la *di Wouma di Mouissa* pourraient marquer un arrêt temporaire et local de cette régression.

Les couches de cette Série de la Loukoula commencèrent à s'écouler pendant qu'apparaissait une activité volcanique basique nouvelle. Un diastrophisme, au moins local (conglomérat de la Goulba) vint interrompre la subsidence mayombienne qui en d'autres lieux, semble avoir été continue.

CHAPITRE III

DESCRIPTION DE LA SÉRIE DE SOUNDA

Stratigraphie.

Cette série comprend des faciès volcaniques, des faciès détritiques, des faciès pélitiques et des faciès carbonatés; pour cette série ces divers faciès semblent correspondre à une superposition stratigraphique.

Les roches sédimentaires ont été métamorphisées dans la zone des micaschistes supérieurs de J. Jung et M. Roques et les roches volcaniques ont été plus ou moins rétromorphosées et métamorphisées dans cette même zone.

a) *Faciès volcaniques*

Ils sont connus dans le secteur de la Goulba et de la Louba, dans celui de la Lounioka et dans celui de la Niondzi.

Ces roches volcaniques, basiques, en dômes et sills dans le secteur de la Goulba et de la Louba, ont été métamorphisées. D'après V. Goloubinov (1948) ces roches basiques seraient entourées d'une zone de métamorphisme de contact sise dans les porphyroïdes et schistes tufacés ampéliteux de la Série de la Loukoula. Ce que je n'ai pu vérifier car les accès de la Goulba et de l'Ara étaient obstrués, lors de mon passage dans la région.

Sur la rivière Lounioka, cette venue basique, amphibolitisée, recoupe la stratification de la Loukoula, sans auréole de contact visible dans cette série.

Il en est de même pour les orthoamphibolites très épidotisées de la rivière Niondzi.

Je suis donc enclin à penser que les « schistes verts » de V. Goloubinov, couronnant son ensemble orthoamphibolique de la Goulba et de la Louba, sous les quartzites de la Série de Sounda, correspondent à des dépôts de remaniement sous-aquatique de ces roches volcaniques.

b) *Faciès détritiques*

Ils sont représentés par des quartzites compacts ou des quartzites sériciteux feuilletés.

Ils reposent soit sur les laves basiques et les « schistes verts » de la Goulba et de l'Ara, soit sur un quelconque niveau de la Série de la Loukoula.

Aux gorges de Sounda, ils reposeraient en apparente concordance sur les porphyroïdes

de la Série de la Loukoula. Toutefois, on constate (R. Boineau, 1955) un laminage de ces porphyroïdes et une fracturation de l'ensemble.

En dehors de la Goulba et des Gorges de Sounda, les affleurements de ces quartzites occupent, au Nord du Kouilou, une position anticlinale dans les schistes des niveaux supérieurs de la Série de Sounda.

Très durs et résistants, ces quartzites vont constituer la plupart des petites chutes de la rivière Louba et de ses affluents.

Les variétés plus micacées, très courantes, donnent des roches feuilletées, qui deviennent friables par altération avec dissolution des interlits quartzeux. Leur texture litée provient d'une superposition de lits fins quartzeux et de lits phylliteux.

Des passages beaucoup plus micacés, très subordonnés, donnent des séricito schistes quartzeux.

c) *Faciès pélitiques*

Roches grises ou verdâtres, à patine soyeuse, elles sont très finement feuilletées. Lorsqu'elles contiennent abondamment des matières charbonneuses, elles deviennent noirâtres.

Elles forment d'importantes accumulations entre les bassins de la Louba et de la Mombi, au Nord du Kouilou.

d) *Faciès carbonatés*

Ils se remarquent surtout au voisinage du Kouilou et des Gorges de Sounda, où ils ont été étudiés (R. Boineau, 1956). Ce sont des schistes carbonatés verdâtres, passant localement à des cipolins.

Ils semblent former les assises supérieures connues de la Série de Sounda.

Les faciès pétrographiques de la Série de Sounda.

a) *Quartzites et quartzites micacés*

Ce sont des roches blanches ou blanc rosé, lorsqu'elles sont massives et très pauvres en phyllites.

Ces variétés quartzo-phylliteuses sont en général rosées, feuilletées à patine soyeuse et se délitant en plaquettes lorsqu'elles sont altérées.

Sous le microscope, les premières roches sont formées d'une mosaïque de cristaux de quartz jointifs, mal recristallisés. Localement apparaissent quelques petites lamelles de séricite bien biréfringente.

Les secondes sont constituées de lits de quartz jointifs et de lits très fins, légèrement sinueux, d'une association de chlorite à pléochroïsme vert clair et de lamelles de séricite.

b) *Schistes*

Ils sont comparables aux chloritoschistes de la série inférieure, mais avec un aspect plus phylladique.

La patine luisante est procurée par des particules de chlorite à pléochroïsme vert peu intense et une séricite, individualisée en petits cristaux. La muscovite est très rare. Le quartz possède la même recristallisation des variétés quartzitiques.

Dans les variétés graphiteuses, des particules de matières charbonneuses ou graphiteuses jalonnent le plan de foliation.

Dans les variétés carbonatées, les gros cristaux de carbonates, dolomite ou calcite, semblent d'origine secondaire; en général ils poecilitisent les cristaux de la trame.

CHAPITRE IV

MÉTASOMATOSE SODIQUE MAYOMBIENNE

Faciès cristallins.

J'ai précédemment indiqué que, dans le bassin torrentiel inférieur de la rivière N'Douna au Gabon, j'avais rencontré des lambeaux synclinaux de la Série de la Loukoula du Système du Mayombe.

A côté des faciès pélitiques et détritiques au métamorphisme franchement banal, les roches de certains bancs se présentent avec des figures migmatitiques.

Entre les plans foliés de chloritoschistes graphiteux ou de quartzites micacés, s'insinuent des cristallites leucocrates sous la forme d'yeux, d'amas lenticulaires, de traînées, de rubans filiformes ou de plages très larges.

Ces figures migmatitiques sont produites par un bourgeonnement intensif d'albite An_2 et de cristaux de quartz envahissants.

Les figures migmatitiques de ces schistes cristallins de la Série de la Loukoula sont très comparables à celles des micaschistes rétromorphosés de la Série de la Douigni. En l'absence de concepts stratigraphiques ils peuvent être confondus. Toutefois je n'ai jamais observé dans ces schistes cristallins mayombiens l'apparition d'orthoclases albitisés, accessoirement visibles dans certains faciès de la Série de la Douigni.

D'après le niveau conglomératique à la base du Système du Mayombe (Mocaï M'Babo, Douengui) la métasomatose sodique s'est déjà exercée sur les roches cristallophylliennes, migmatites et plutonites prémayombiennes. Il est vraisemblable que la soude s'est remise en mouvement et a diffusé dans les couches de la Série de la Loukoula à métamorphisme épizonal, lors de la réactivation plutonique du socle prémayombien, ou bien cette métasomatose sodique a joué sur les roches en galets de ce niveau conglomératique, ce qui semble improbable.

Bien que jusqu'ici j'aie cartographié les migmatites albitiques de la haute Gongo comme roches métasomatisées prémayombiennes, je pense que certains schistes albitisés au voisinage des affleurements métamorphiques normaux de la Série de la Loukoula pourraient être mayombiens comme ceux de la N'Douna.

Pétrographie.

La texture de ces roches est planaire, mais à linéation discontinue. La chlorite forme des amas sinueux distendus par les éléments blancs.

La structure est granolépidoblastique.

Sa composition minéralogique est la suivante :

— quartz;
— albite;
— phyllites;
— carbonates;
— graphite et pyrite.

Le quartz de métasomatose se présente en général en amas fusoïdes et repoussant la trame quartzophylliteuse. Dans certains échantillons, seul l'apport quartzeux est visible.

Le plagioclase, une albite An_{2-4}, se présente très souvent en petits granoblastes limpides, plus ou moins rassemblés et enveloppés par la trame quartzophylliteuse. Les phénoblastes, dans les échantillons que j'ai examinés sous le microscope, sont rares.

Les phyllites sont représentées par de petits lépidoblastes de chlorite et de séricite, parfois de muscovite.

Dans certains échantillons, on observe une proportion assez forte de carbonates, du type calcite, en gros granoblastes jointifs. Leur postériorité est vraisemblable car autour d'eux la trame phylliteuse a été déplacée.

Le graphite se présente en un nuage poudreux pouvant masquer les autres cristaux.

CHAPITRE V

LE GROUPE DES MONTS DOUDOU

Dans un chapitre précédent, j'ai montré que la partie du Mayombe comprise entre la frontière des territoires du Moyen-Congo Gabon et la route administrative Tchibanga-Mayoumba représentait essentiellement le socle prémayombien. J'ai indiqué que, pendant l'orogénèse prémayombienne, les roches des trois séries cristallophylliennes se sont transformées en migmatites et en roches plutoniques par métasomatose.

J'ai fait remarquer que, dans cet ensemble migmatitique, les faciès métamorphiques banaux de ces trois séries ne figuraient plus qu'en enclaves disséminées.

Au Nord de la route administrative Tchibanga-Mayoumba, ces roches du Système prémayombien, sous leurs faciès caractéristiques cristallophylliens banaux, migmatitiques et plutoniques prémayombiens, ne vont plus être représentés qu'en septa se fondant dans un ensemble de roches hétérogènes, migmatitiques et plutoniques assez différentes des premières.

Ce nouvel ensemble comprend la plus grande partie du Massif des Monts Doudou. Au Sud du fleuve Nyanga, le substratum n'apparaît plus qu'en massifs, plus ou moins isolés (collines du Mourima N'Zao) sous une couverture de formations appartenant au Système du Mayombe et au Système des Monts Bamba.

Au Nord de la rivière Douvassa, le massif des Monts Doudou se prolonge par le Massif des Eschiras N'Gossi. Dans ce dernier, vont nettement prédominer des faciès plutoniques, grossièrement grenus et porphyroïdes.

Si nous considérons que ces modifications des roches du substratum sont d'âge mayombien, cela provient du fait suivant : les galets de ces roches ne se trouvent jamais dans le conglomérat de base du Mayombien, mais dans le niveau conglomératique de base du Système des Monts Bamba, le système sus-jacent.

Ce groupe plutonique comportera des roches migmatitiques dont les faciès pourront être très différents,

soit que les migmatites aient plus ou moins la texture planaire des schistes cristallins dont elles dérivent,

soit qu'elles aient évolué en faciès plutoniques ou qu'elles proviennent de la transformation de roches plutoniques prémayombiennes.

La formation de la nouvelle chaîne de montagnes, le Mayombe de l'orogénèse mayombienne, créa non seulement des perturbations d'ordre tectonique (plissement des couches

mayombiennes, fracturations et replissement du socle) mais entraîna des ruptures d'équilibres structuraux et chimiques; ces ruptures d'équilibres sont, tout d'abord, essentiellement visibles dans les roches du socle, mais encore dans les roches de couverture, préalablement modifiées par le métamorphisme.

Ces ruptures d'équilibres facilitèrent la remise en jeu des échanges chimiques et la diffusion à courte plutôt qu'à grande distance d'éléments chimiques dans les roches mayombiennes et les roches prémayombiennes.

L'imbibition, par ces éléments diffusés divers — (soude, potasse, chaux, fer, etc.) de roches que les géologues scandinaves appellent *supracrustales* (roches sédimentaires et coulées volcaniques déposées sur un substratum) et *infracrustales* (les roches du substratum proprement dit, où se sont exercés les échanges), semble avoir eu pour but de créer une adaptation aux conditions thermodynamiques nouvelles.

Le bourgeonnement de néocristaux en modifiant profondément la structure originelle des roches, semble avoir eu pour raison de rétablir un équilibre chimique et structural rompu.

Ces adaptations chimiques et structurales ne seront pas partout les mêmes. Les ségrégations s'exerceront différemment à l'intérieur de roches de bancs voisins, mais de composition différente; elles seront non seulement dissemblables à l'intérieur d'une même roche mais en différents points de l'affleurement.

Il apparaîtra donc une hétérogénéité de faciès due aux réactions diverses d'une ou plusieurs roches voisines, consécutive à la diffusion minérale d'un apport d'une part, et à la facilité de départ de substances chimiques d'autre part.

Ces adaptations chimiques dépendront par ailleurs de la zone où elles se sont opérées.

Avec des conditions thermodynamiques différentes, s'exercera une plus grande facilité ou une plus grande difficulté à la diffusion de tel ou tel minéral.

Ainsi on constate que l'épizone inférieure est le domaine préférentiel de la métasomatose sodique.

Dans les roches maintenues dans cette zone, cristalliseront l'albite et aussi le quartz.

Les roches imbibées par cette métasomatose sodique conserveront en partie leurs caractères physiques originels; les roches cristallophylliennes albitisées prendront des figures d'embréchites œillées ou rubannées à texture planaire encore nette, quoique assouplie par le pullulement de minéraux nouveaux.

Les réactions métasomatiques et les apports minéraux dans la mésozone ou la catazone supérieure seront différents.

Les roches tendront à prendre une cohésion nouvelle. Les roches cristallophylliennes ou les migmatites perdront leur texture planaire ou linéaire pour prendre une structure nouvelle, grenue, équante. C'est le domaine propre à la « granitisation » au sens large du mot.

Mais en tous points de ces deux zones, la diffusion de la potasse s'exercera plus ou moins facilement. La chaux ne sera pas ou sera libérée. Les minéraux expulsés pourront migrer ou être éventuellement réutilisés.

Sous des conditions de température et de pression données pour une zone déterminée ou une partie de cette zone seulement, des cristaux pourront cristalliser alors qu'ils deviendront instables sous des conditions de température et de pression différentes dans une autre partie de cette zone ou dans une autre zone. C'est le principe des faciès-repères.

De plus, tel ou tel minéral diffusera plus vite à l'intérieur d'une même roche. Le bourgeonnement cristallin qui en sera résulté lors des premiers échanges, pourra être stoppé par la diffusion d'un nouvel élément chimique.

Il s'opérera alors une modification chimique de la roche qui transformera celle-ci en voie d'évolution dioritique par exemple en une roche granitique.

Le bourgeonnement d'amphibole, de plagioclase et de microcline par exemple, ne semble pas s'opérer simultanément, mais paraît correspondre à des phases successives.

Il apparaîtra donc des hétérogénéités chimiques.

Aussi pourra-t-on observer une multiplicité de faciès hétérogènes intermédiaires entre le matériau originel (schistes cristallins, migmatites antécédentes, roches plutoniques anté orogéniques) et les plutonites de la nouvelle orogénèse.

Pour la simplification de l'exposé et de la lecture de la carte, j'ai été amené à subdiviser arbitrairement ce vaste domaine aux hétérogénéités multiples et quasi indéfinies en deux groupes intermédiaires d'après les faciès texturaux et structuraux;

— celui des migmatites;

— celui des plutonites hétérogènes ou plutonites hybrides; (ce sont les granito-gneiss des anciens auteurs).

Dans le premier groupe seront rassemblés tous les faciès qui dérivent de schistes cristallins d'origine para ou ortho, mais qui présentent, plus ou moins conservées, les textures particulières des roches cristallophylliennes : texture planaire, texture linéaire, etc

Ces roches prendront des faciès métasomatiques à figures d'embréchites, d'épibolites, etc., mais ces faciès migmatitiques ne correspondent pas toujours aux faciès classiquement décrits par les auteurs français, scandinaves, etc.

Sous la dénomination de plutonites hybrides, terme que j'emploie dans un sens beaucoup plus restrictif que les auteurs allemands (1), se groupe des roches qui ont pris les aspects extérieurs grenus, les textures équantes des diorites ou des granites, mais qui révèlent encore sous le microscope des structures résiduelles et un bourgeonnement inachevé des phénoblastes. Elles constituent dans cette grande variété de roches métasomatiques hétérogènes, le relais ultime avant la formation définitive des roches granitiques.

Il conviendra, à l'intérieur de chacun de ces deux grands groupes, d'introduire des subdivisions supplémentaires, suivant le matériau d'origine (s'il est encore discernable) et suivant la zone où ce sont exercées les échanges chimiques.

Dans ce dernier cas intervient le problème des paragénèses minérales :

— Zones d'isométamorphismes de J. Jung et M. Roques;

— Faciès minéraux d'Eskola et Ramberg.

A. — Les migmatites.

a) *Faciès texturaux des migmatites*

Certaines proviennent de la métasomatose de faciès métamorphiques banaux prémayombiens et des migmatites prémayombiennes.

Ce sont en général des roches leucocrates, grises, mais d'une teinte beaucoup plus sombre que la couleur primitive des roches de l'orogénèse prémayombienne.

Leur texture est encore planaire, mais la linéation devient plus floue, nébulitique.

De la trame schistoïde de micaschistes ou de quartzites micacés se détachent de grands cristaux leucocrates, globuleux ou allongés, de feldspaths et de quartz.

Certaines migmatites montrent une linéation plus ou moins discontinue de particules ferromagnésiennes, presque indiscernables à l'œil nu.

D'autres montrent une linéation de particules ferromagnésiennes en petites virgules allongées et parallèles les unes les autres.

D'autres encore montrent une texture planaire à linéation légèrement ondulée, qui brusquement devient floue ou se trouve soudainement interrompue par des zones claires ou par des taches ferromagnésiennes à étalement variable.

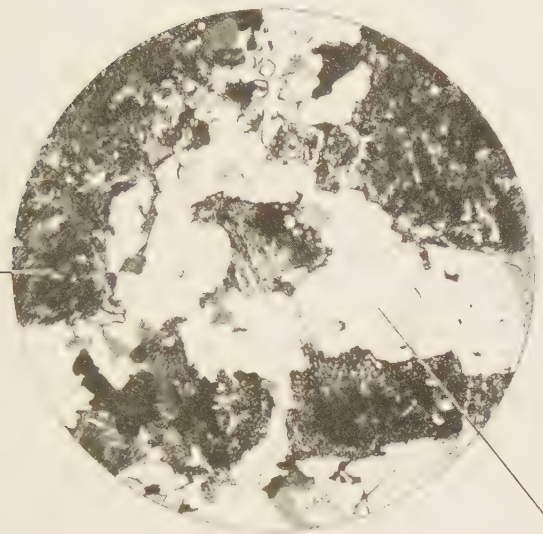
Les faciès mélanocrates sont en général représentés par des roches amphiboliques, plus ou moins épidotiques, dans lesquelles des cristaux leucocrates se manifestent sous forme d'yeux globuleux ou de rubans serpentiformes plus ou moins larges.

(1) Les auteurs allemands avec D. Hoenes appellent « hybrides » toutes les roches métasomatiques, migmatites et granites, qui appartiennent à un même massif, dit massif hybride.

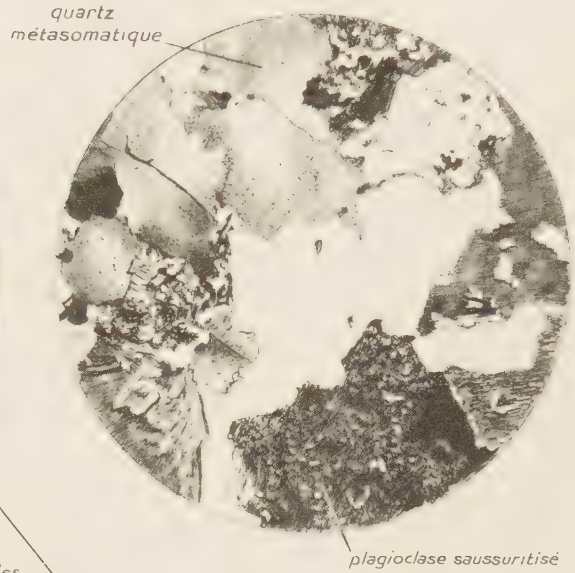
GROUPE PLUTONIQUE DES MONTS DOUDOU

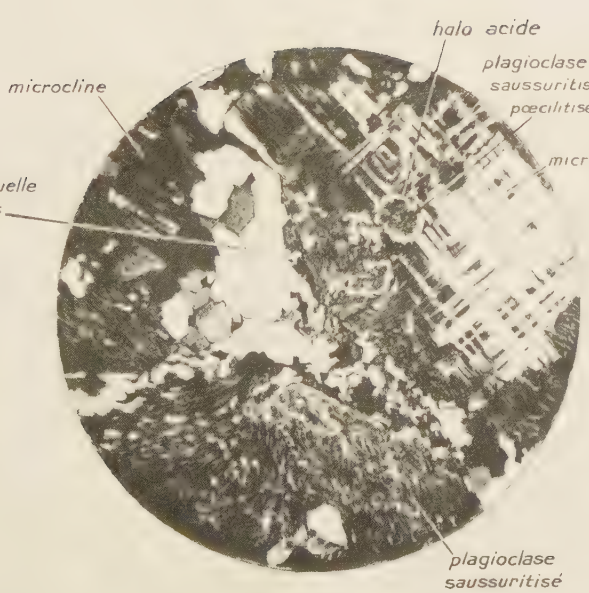
Evolution des anorthosites prémayombiennes et des granites prémayombiens

L 142/49 G:16x



L 143/49 G : 16x





L 37/48 G : 16x

L 144/49 G : 16x

Tous ces faciès texturaux cités en exemples, correspondent au développement plus ou moins actif de minéraux nouveaux (quartz, feldspaths plagioclases et microclines, ferromagnésiens) dans une trame cristallophyllienne ou migmatitique prémayombienne.

On distinguera parmi tous ces faciès : des *migmatites plagioclasiques* tendant à former des diorites quartzifères et des *migmatites orthoclasiques* tendant à former des granites.

Dans ce vaste ensemble migmatitique et plutonique des Monts Doudou, même des roches qui se présentent sous leur aspect cristallophyllien banal montrent souvent sous le microscope, quelques rares minéraux nouveaux.

Ces faciès peuvent alors être considérés comme des *faciès métasomatiques* très primitifs.

b) *Description pétrographique des migmatites*

Les migmatites plagioclasiques.

Dans les migmatites essentiellement plagioclasiques, la texture planaire est discontinue, nébulitique à agmatitique.

La structure est engrenée à résidus de minéraux paléogènes.

On constate sous le microscope que *le quartz* des réseaux prémayombiens, dans les faciès les moins évolués, recristallise, en gros cristaux xénomorphes assez souvent avec une extinction onduleuse. Ces néocristaux occupent les anciens réseaux : lits, nids, plages.

Dans une phase plus évoluée, le quartz néoformé prend un net caractère envahissant, corrodant les ferromagnésiens et les plagioclases néogènes.

Les *plagioclases* sont du type andésine An_{30-39}; ils sont soit limpides avec des noyaux saussuritisés, soit en cristaux phénoblastiques souvent damouritisés, jamais saussuritisés.

Leur cataclase peut-être douce (torsion des macles) ou forte (macles brisées et ressoudées sans ciment ou par la trame résiduelle).

Autour des cristaux en accroissement, on remarque une disposition en couronne des divers cristaux de la trame avec torsion des phyllites.

Sur la Nyanga, j'ai constaté que certains plagioclases comportaient quelques microclines albitisés réduits à l'état de poecilithes.

Ces plagioclases néogènes se seraient donc formés non seulement aux dépens des plagioclases, mais aussi au dépens des microclines albitisés.

On observe un net accroissement de l'amphibole verte, plus pléochroïque, xénomorphe. Cet accroissement est souvent stoppé par les plagioclases qui corrodent les amphiboles.

Certaines amphiboles montrent un passage à des biotites brun rouge.

La *biotite* est en général d'un pléochroïsme vert très accentué. La ferrimuscovite disparaît. Cette recristallisation néogénétique de la biotite s'effectue dans les places laissées libres par le bourgeonnement des plagioclases.

L'épidote et la zoïsite diminuent très notablement.

Le sphène et l'apatite persistent.

Des carbonates (calcite) cristallisent assez souvent.

Migmatites orthoclasiques.

La texture de ces roches est œillée, porphyroïde, rubannée.

La structure est engrenée à résidus de minéraux paléogènes.

Comme pour les migmatites plagioclasiques, le quartz de la mosaïque recristallise en gros cristaux à tendance xénomorphe. Il prend assez rapidement un caractère envahissant et déborde les anciennes plages en rongeant les divers constituants paléogènes et néogènes.

Le microcline néogène à quadrillage caractéristique est frais, sans cataclase même douce quand il est granoblastique. En phénoblastes, il est assez souvent cataclasé, perd son quadrillage chatoyant et est perthitique.

Les phénoblastes néogènes sont souvent rongés par de petits granoblastes de microclines d'une venue postérieure.

Il poecilithise les plagioclases saussuritisés ou les plagioclases de néogénèse.

Avec les plagioclases à faible teneur en chaux, on observe un simple halo acide au contact microcline plagioclase. Avec des plagioclases dépassant une teneur An_{20} on remarque une myrmékitisation.

La biotite est verte, bien pléochroïque. La ferrimuscovite est en régression, ainsi que l'épidote et la zoïsite.

Le sphène, l'apatite, le zircon sont des accessoires courants ainsi que les oxydes métalliques (magnétite, ilménite).

B. — Les plutonites hybrides du Groupe des Monts Doudou.

La roche plutonique la plus courante dans le Groupe des Monts Doudou est un granite hybride.

Je rappelle que je nomme plutonite hybride, une roche métasomatique qui a pris l'aspect extérieur d'un granite, mais dont la structure est encore migmatitique.

Localement ces granites sont associés à des diorites quartziques qui ont également un faciès hétérogène.

Ces granites et ces diorites hétérogènes, mêlés à des migmatites et quelques rares lambeaux de roches prémayombiennes diverses, vont constituer d'importantes masses à partir de la route de Mayoumba, mais surtout à partir de la rivière Douigni.

Sur le flanc occidental de la Chaîne du Mayombe, ces plutonites hybrides vont former presqu'exclusivement le petit massif du Mourima N'Zao, décapé de sa couverture mayombienne et bambienne.

Au bord de la Nyanga, on rencontrera des faciès intimement mélangés, granitiques et dioritiques.

On pourra toutefois caractériser cartographiquement, à partir de ce fleuve, des zones à diorites quartziques hétérogènes en se basant sur la tendance plagioclasique dominante et en faisant abstraction des faciès orthoclasiques plus réduits.

A partir de ce fleuve, ces roches qui avaient conservé la teinte générale grise des roches plutoniques prémayombiennes prennent une couleur légèrement rosée. Cette nouvelle teinte s'affirmera progressivement en se rapprochant de l'Equateur, surtout à partir de la rivière Douvassa, affluent du Rembo N'Dogo, sous le 2e parallèle Sud.

A l'intérieur du Massif des Eschiras N'Gossi, les faciès migmatitiques deviennent rares, Par contre les plutonites hybrides, presque toujours à texture porphyroïde, vont constituer à peu près les seules roches visibles jusqu'à la rivière Boamba, affluent de l'Obangué.

Au Nord de cette dernière rivière, ces granites et diorites hétérogènes du Groupe des Monts Doudou vont assez rapidement faire place aux faciès plus profonds du Mayombe septentrional.

Pétrographie.

Ces plutonites hétérogènes sont des roches en général à texture grenue grossière, avec souvent de gros phénoblastes hypidiomorphes de microcline ou de plagioclase, de teinte blanche ou grise jusque vers la Nyanga, de couleur rose pâle à rose franc à partir de la Douvassa.

La structure est engrenée avec parfois encore quelques résidus de cloisons originelles.

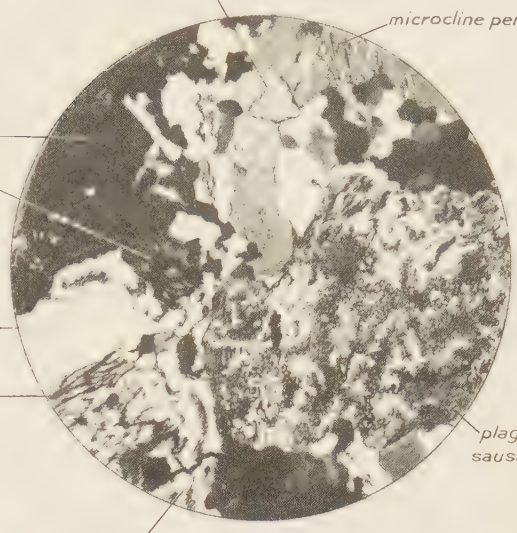
1. *Dans le Massif des Monts Doudou.*

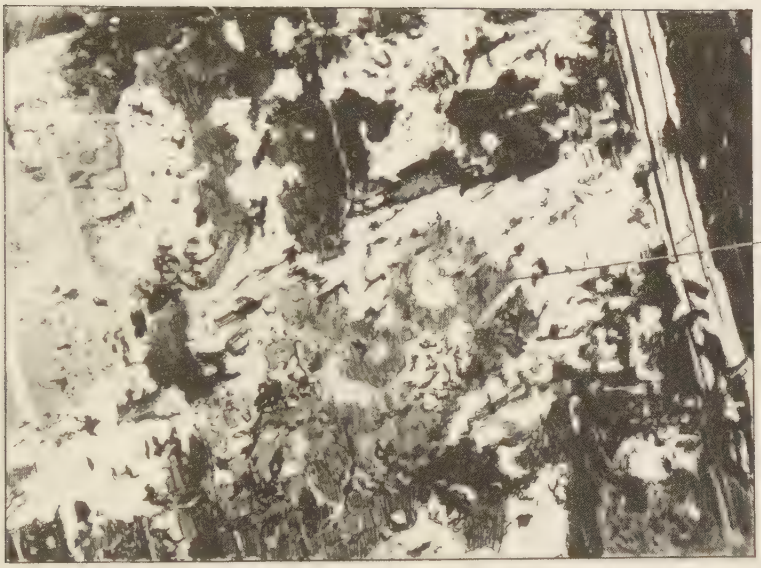
a) *granites hétérogènes*

Les granites hétérogènes ont la composition minéralogique suivante :

— quartz;

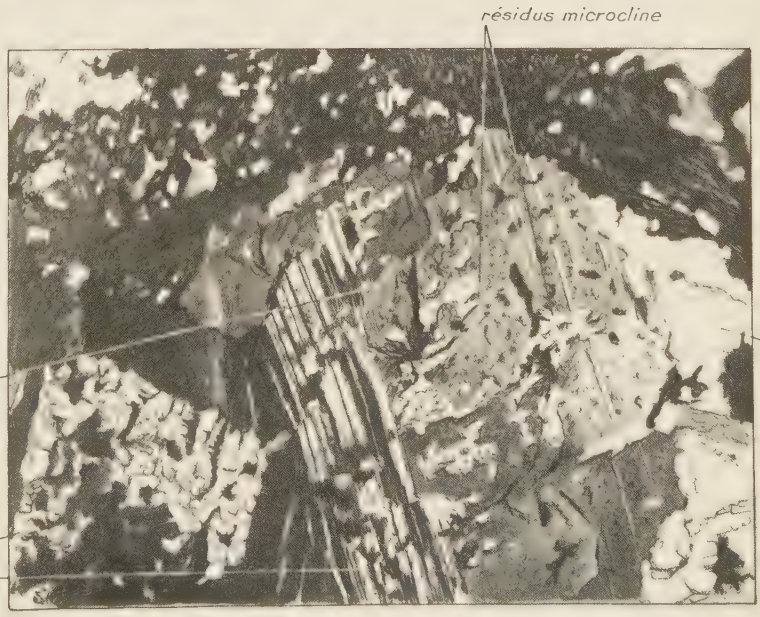
GROUPE DES MONTS DOUDOU





Plagioclase hypidiomorphe néogène à septa de microcline albitisé

L 130/48 G : 85×



Digestion microcline albitisée par plagioclase hypidiomorphe bourgeonnant

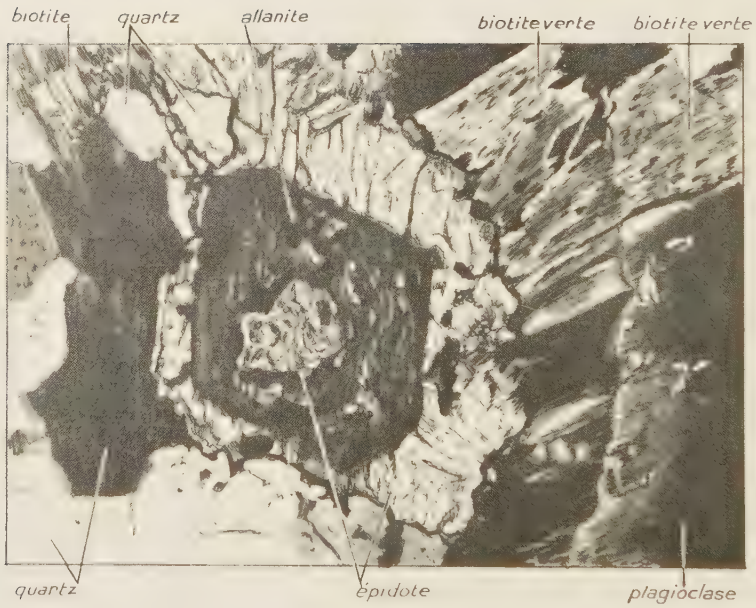
L 130/48 G : 32×

GROUPE PLUTONIQUE DES MONTS DOUDOU

Massif des Eschiras

Allanite avec sa couronne d'épidotes

L 220/46 G: 85×



— microcline, en grands granoblastes et phénoblastes;
— plagioclase;
— myrmékite;
— biotite verte;
— épidote et zoïsite;
— sphène et apatite;
— zircon et oxydes métalliques.

Les quartz polyédriques des anciennes roches prémayombiennes rétromorphosées tendent nettement à disparaître.

Les quartz tardifs en grands monocristaux arrivent à les remplacer complètement en moulant, rongeant les cristaux paléogènes et les cristaux pré-développés. Ces quartz tardifs sont toujours à extinction onduleuse. Ils sont parfois brisés et ressoudés sans ciment avec chevauchement des morceaux du cristal les uns sur les autres.

Ces grands quartz tardifs comportent très souvent des relicts informes divers : quelques très petits cristaux polyédriques de quartz; plagioclases saussuritisés rares; plagioclases de néogénèse; du microcline, de la biotite.

Le microcline est frais, envahissant, perthitique. Il est limpide et à quadrillage caractéristique en petits granoblastes; il est sombre et à extinction onduleuse en phénoblastes. Ces phénoblastes sont presque toujours cataclasés et cette cataclase peut aller jusqu'à la rupture du cristal en plusieurs morceaux déplacés.

De la myrmékite réactionnelle apparaît entre le plagioclase néoformé (ou le plagioclase paléogène saussuritisé) et le microcline.

Certains granoblastes de microcline se forment à partir des microclines albitisés de la génération prémayombienne.

Les plagioclases paléogènes saussuritisés sont presque toujours réduits à une simple association myrmékitique.

Avec les plagioclases néogènes, souvent hypidiomorphes, parfois à antiperthites, un halo acide peut apparaître à la place de la myrmékite, si la teneur en chaux de ce plagioclase est faible.

Ce plagioclase peut être un oligoclase An_{20-22} ou un oligoclase An_{26-30}.

La biotite est toujours verte mais avec un pléochroïsme vert intense. La ferrimuscovite a disparu. Cette biotite verte peut parfois comporter des inclusions de rutile en réseau sagénitique.

Le sphène, l'apatite, l'épidote et la zoïsite sont toujours fréquents.

Les diorites quartziques hétérogènes.

Dans ces plutonites hybrides, le microcline est absent ou en résidus de microclines albitisés (pluton prémayombien).

Le feldspath est un plagioclase An_{33-38}, tendant à se cristalliser en phénoblastes hypidiomorphes. Il est parfois damouritisé. Il n'est jamais saussuritisé.

Avec la biotite verte fortement pléochroïque, on trouve de l'amphibole verte en phénoblastes et granoblastes xénomorphes.

Les autres minéraux accessoires sont identiques à ceux du faciès orthoclasique.

Ces caractères structuraux contrastent avec ceux des anorthosites quartziques prémayombiennes qui, rappelons-le, sont presqu'exclusivement formées de plagioclases xénomorphes fortement saussuritisés baignant dans une mosaïque de quartz polyédriques jointifs.

2. *Dans les Monts des Eschiras.*

a) *Dans les faciès dioritiques*

Le quartz se présente parfois en gros granoblastes accolés aux cristaux de plagioclases et d'amphiboles par engrènement.

Le quartz émet des pseudopodes envahissant les autres cristaux.

Les plagioclases, une andésine An_{32-36}, sont souvent hypidiomorphes.

Les structures en résidus sont rares.

Avec l'amphibole, apparaît, outre la biotite verte très pléochroïque, une biotite brun rouge.

Les minéraux accessoires constants sont : sphène, apatite et zoïsite, zircon.

b) *Dans les faciès granitiques*

Le quartz tend à former de grandes plages envahissantes en grands mono-cristaux amiboïdes s'accolant aux voisins par engrènement suturé.

Les microclines sont en phénoblastes perthitiques, troubles avec extinction onduleuse, ou limpides avec quadrillage caractéristique chatoyant.

Les granoblastes sont toujours limpides.

La myrmékite est presque toujours présente.

Les plagioclases, oligoclase An_{20-26}, ont une nette tendance à la structure hypidiomorphe; ils sont presque toujours rongés par les orthoclases. Ils sont « maculés » de damourite en tache d'huile.

La biotite est verte, à fort pléochroïsme. On y observe parfois des inclusions de rutile en réseau sagénitique.

Le mica blanc a complètement disparu.

Le sphène, l'apatite et les épidotes sont des accessoires constants.

Le zircon se présente assez souvent en inclusions dans les biotites avec une auréole sombre pléochroïque.

C. — Les roches plutoniques.

Dans ce Groupe des Monts Doudou, les plutonites vraies, c'est-à-dire à texture et structure granitiques, sont rares.

Ce sont essentiellement des granites calco-alcalins ou des granites potassiques à faciès alaskitique (quartz et microcline).

Ils n'apparaissent qu'en petites taches difficilement cartographiables même à l'échelle du 1/100 000e. Nous n'en parlerons que pour mémoire.

Il est possible toutefois qu'ils constituent des zones bien délimitées au centre du Massif des Monts Doudou où je n'ai pu pénétrer au cours de mes itinéraires à travers la Chaîne du Mayombe.

Ce sont des roches grenues, grossières, de teinte rose franc, qui ne se distinguent guère sur le terrain des granites hybrides de ce même groupe dont ils représentent les termes ultimes d'évolution métasomatique.

D. — Caractères généraux du plutonisme du Groupe des Monts Doudou

L'apparition de minéraux néogènes bourgeonnant dans les roches rétromorphosées du substratum prémayombien montre que ce socle a été le siège d'une remobilisation d'éléments chimiques accompagnée de recristallisation.

Cette remobilisation s'est effectuée avec une disparition des produits de la rétromorphose, donc vraisemblablement dans une zone plus profonde.

On constate en effet la disparition de la ferrimuscovite, de la saussurite des plagioclases, de l'albitisation des microclines et par contre, l'apparition de feldspaths frais et la néoformation de biotite verte et d'amphibole verte fortement pléochroïques.

La persistance du sphène et des épidotes, avec toutefois une diminution notable de ces derniers cristaux, situe ces roches nouvellement formées dans une zone à stabilité du sphène et instabilité de l'épidote. Cette zone se situerait à la limite des faciès repères amphibolite-facies et épidote-amphibolite-facies d'Eskola et Ramberg.

Le développement « in situ », avec ou sans apport, de plagioclases seuls ou de microclines et de plagioclases acides, fait apparaître deux phases de plutonisation apparemment divergentes :

— La dioritisation;

— La granitisation.

La dioritisation ne montre en fait qu'une réutilisation des éléments pré-existants.

Le bourgeonnement de plagioclases frais ou d'amphiboles néogénétiques ne semble pas faire intervenir, à première vue, d'apport notable, si ce n'est dans une période déjà avancée de ce processus, l'apport siliceux. Ce dernier, comme l'ont signalé M. Aubague et J.J. Hausknecht (1958) ne paraît pas avoir eu une grande influence sur le processus lui-même.

Dans ce phénomène, il n'y aurait eu donc qu'une recristallisation « in situ » avec regroupement marqué du matériel feldspathique et, au début du processus, regroupement du matériau ferromagnésien. Elle ne correspondrait en fin de compte, qu'à une simple remobilisation des éléments du socle prémayombien.

Dans la granitisation, on observe une aggressivité très nette des microclines frais envahissants, qui corrodent et digèrent d'une façon plus ou moins complète les microclines albitisés et les plagioclases saussuritisés du pluton prémayombien et même les plagioclases néogénétiques de la phase dioritique.

On constate en effet que si la phase de granitisation s'exerce sur n'importe quel matériel rétromorphosé prémayombien, elle se superpose toujours à la phase des diorites quartziques du Groupe plutonique des Monts Doudou.

Cela ne veut pas dire que ces deux phases aient eu lieu au cours de périodes décalées dans le temps, mais que l'évolution plutonique des roches de ce socle prémayombien finit toujours dans le sens d'une granitisation généralisée.

Mais alors que la *dioritisation* ne fait appel qu'à de très faibles déplacements d'éléments chimiques et peut donc être considérée comme une recristallisation « in situ », la *granitisation* semble exiger une importante sélectivité de certains éléments chimiques. Dans ce dernier cas, il y aurait véritable et nouvelle métasomatose à l'intérieur du socle prémayombien.

Mais il n'est pas prouvé, au moins pour ce socle prémayombien réactivé, que cette sélectivité fasse intervenir des déplacements d'éléments chimiques à grande distance et la granitisation pourrait alors être envisagée comme une « recristallisation sélective in situ ». Dans ce cas la sélectivité chimique serait en grande partie conditionnée par la nature pétrochimique du matériau primitif, ce qui pourrait expliquer la si grande diversité des faciès d'hétérogénéité sur de faibles distances.

Ces roches nouvellement formées, que ce soient les diorites quartziques ou les granites de ce Groupe des Monts Doudou, ne rappellent que de très loin les roches du pluton prémayombien rétromorphosé. Plus exactement la disparité des faciès texturaux et structuraux n'est vraiment très nette qu'entre les anorthosites quartziques prémayombiennes du Groupe de la Dounvou et les diorites quartziques mayombiennes du Groupe des Monts Doudou. Pour les granites potassiques prémayombiens du Groupe de la N'Douna et les granites hétérogènes mayombiens la dissemblance n'est que relative, car les processus d'évolution sont concordants.

E. — Age du plutonisme du Groupe des Monts Doudou.

Les roches métasomatiques de ce groupe plutonique se retrouvent dans le niveau conglomératique de la base du Système des Monts Bamba. Donc on peut estimer que ce pluton est antérieur à ce système.

Les roches plutoniques et les migmatites de ce groupe ne se retrouvent pas à la base du niveau conglomératique du Système du Mayombe, par contre dans ce conglomérat, les galets ne représentent que des roches prémayombiennes. Donc on peut affirmer que ce groupe des Monts Doudou s'est formé pendant l'orogénèse mayombienne.

CHAPITRE VI

TECTONIQUE MAYOMBIENNE

Au Gabon et au Moyen-Congo, le socle a été en grande partie décapé de ses couvertures précambriennes successives.

Les séries du Système du Mayombe le recouvrent partiellement et forment, surtout sur ses flancs, une bordure synclinoriale allongée et à peu près parallèle à la côte atlantique actuelle. Les couches de ce système mayombien sont en effet alignées suivant une direction générale SE-NO, valable non seulement pour le Gabon et le Moyen Congo, mais encore pour le Bas Congo belge et le Nord de l'Angola.

La régularité de cette direction mayombienne, sensiblement à 90° de la direction prémayombienne OSO-ENE, suggère que le socle, pendant l'orogénèse mayombienne, a été soulevé progressivement sur son flanc occidental avec un sens d'impulsion SO-NE.

L'accélération de cette impulsion, en inclinant le socle vers le NE, a déterminé un écoulement du matériel jeune, les couches mayombiennes. En s'écoulant, elles se sont plissées, chevauchées, pendant que le vieux matériel induré se fracturait. Les parties peu indurées de ce même matériel étaient encore susceptibles de subir des déformations plastiques et elles étaient entraînées dans ce mouvement d'écoulement, mais en se fissurant et se fracturant. Profitant de ces fissures et fractures, des laves volcaniques venaient s'épancher sur les sédiments mayombiens.

La tendance à une inclinaison régulière SO des couches du Système du Mayombe et des parties encore déformables du substratum prémayombien, confirme ce mouvement d'écoulement et ce sens de déversement vers le NE. Toutefois, ce plongement SO ne s'observe pas partout. On constate en effet qu'au Gabon les couches mayombiennes peuvent être couchées sur les parties indurées du substratum prémayombien avec des plongements NE ou au contraire fortement redressées avec des pendages tantôt NE tantôt SO.

Il semble donc que la régularité du déversement vers le NE du système mayombien était fonction de la plasticité ou de la non plasticité de son substratum.

La phase majeure de ces plissements mayombiens s'est effectuée après le dépôt de la Série de Sounda puisque cette série et la Série de la Loukoula sont plissées en apparente concordance.

Toutefois il s'observe entre ces deux séries une discontinuité plus ou moins apparente, marquée par le recouvrement d'un quelconque niveau de la Série de la Loukoula par les couches inférieures de la Série de Sounda. Cette discontinuité implique une phase de plis-

sement antérieure à la sédimentation de la Série de Sounda. Elle aurait permis, au moins localement, le ridement de la série inférieure du Système du Mayombe.

La phase majeure des plissements mayombiens détermina une surrection et une émersion générales de ce système en donnant naissance à de hauts reliefs. Ceux-ci ont été rapidement et profondément entamés par l'érosion, puisqu'on observe une lacune générale de la Série de Sounda au Gabon et même une lacune assez importante des niveaux supérieurs de la Série de la Loukoula.

Ce décapage intensif est prouvé par le recouvrement du Système des Monts Bamba, tantôt sur la partie érodée de la Série de Sounda, tantôt sur l'un quelconque des niveaux supérieurs de la Série de la Loukoula et même par le recouvrement direct du socle remis à nu. A la base de ce Système des Monts Bamba, on trouve en effet au Gabon, un niveau conglomératique dont les éléments ont été arrachés au substratum plutonisé prémayombien, remobilisé pendant l'orogénèse mayombienne (J.-P. Dévigne, 1957).

CHAPITRE VII

RELATIONS ENTRE LA SÉDIMENTATION MAYOMBIENNE, LA STRUCTURE DE LA CHAINE PRÉMAYOMBIENNE ET LES PLISSEMENTS MAYOMBIENS

Ce Système du Mayombe, sous son faciès métamorphique banal, occupe une bande plus ou moins large, orientée sensiblement SE-NO.

Le plus souvent les couches de ce système ne sont visibles que sur le flanc oriental de la Chaîne du Mayombe, mais elle peuvent apparaître sur le flanc occidental et subsister en lambeaux à proximité de l'axe géanticlinal.

Si les couches de ce système peuvent être suivies d'une façon continue depuis l'Angola jusqu'au Gabon méridional, par contre, leur trace se perd en abordant le bloc plutonisé du Mayombe septentrional.

Ce système, nous l'avons vu, se subdivise en deux séries :

— à la base : la Série de la Loukoula qui est une succession de faciès détritiques, pélitiques et volcaniques;

— au sommet : la Série de Sounda qui ne figure cartographiquement, dans ce mémoire, qu'au voisinage du Kouilou et qui est elle-même composée de laves, de faciès détritiques, de faciès pélitiques et de faciès carbonatés.

La répétition géographique dans la Série de la Loukoula de ces différents faciès correspond à une topographie particulière : celle de rides ou « cordillères », alternant et séparant des bassins secondaires plus ou moins profonds.

Cette répétition n'est pas l'effet du hasard.

La répartition de ces cordillères et de ces bassins perpendiculairement à l'alignement tectonique mayombien, suggère que la sédimentation mayombienne fut réglée, au moins à l'origine, suivant l'orientation des plis de la chaîne prémayombienne.

Ainsi la disposition des zones isopiques mayombiennes parallèlement aux plis prémayombiens, ferait entrevoir la structure de la plus ancienne chaîne connue à l'emplacement du Mayombe actuel.

La modification de cette orientation primitive résulterait du soulèvement du flanc occidental de la chaîne prémayombienne et de son basculement vers le NE.

Les couches de couverture, les séries mayombiennes plastiques, se sont écoulées et plissées dans le sens SO-NE de ce mouvement de soulèvement et de bascule; ainsi apparut peu

BLOC DIAGRAMME SCHÉMATIQUE
des relations tectoniques entre
le PRÉMAYOMBIEN et le MAYOMBIEN

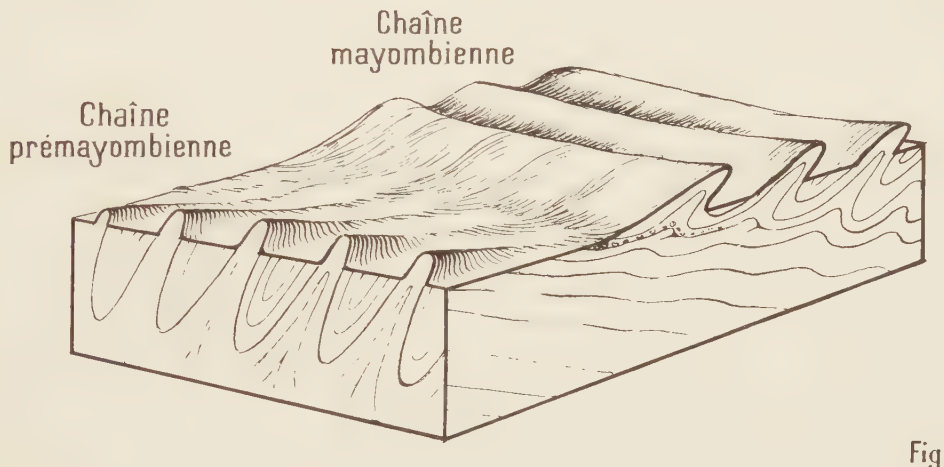


Fig.4

à peu une direction tectonique d'alignement sensiblement à 90° des zones isopiques de sédimentation de la Série de la Loukoula : la direction mayombienne SE-NO.

Dans leur mouvement, les couches mayombiennes entraînèrent les parties encore faiblement indurées des anciens synclinaux prémayombiens (Moyen-Congo et Bas Congo belge). Ces derniers prirent à leur tour cette direction mayombienne avec des plis isoclinaux très serrés et très déversés.

Il est curieux de constater que ces régions du Moyen-Congo et du Bas Congo belge, où le substratum a pris cette direction mayombienne de plissement, correspondent à une zone de forte activité volcanique : Phases volcaniques acides et basiques dans les séries supérieures prémayombiennes; phases volcaniques acides et basiques de la Série de la Loukoula et de la base de la Série de Sounda, dans le Système du Mayombe.

On peut en conclusion supposer que l'existence de ces rides, de ces bassins secondaires et de cette grande zone de volcanisme devait être la conséquence de mouvements apparus à la fin du cycle prémayombien. Ils devaient préfigurer les mouvements orogéniques du cycle mayombien.

Le soulèvement du substratum sur un de ses flancs, en provoquant son basculement, a profondément modifié l'orientation du plissement de sa couverture mayombienne.

Alors qu'au début de la sédimentation de sa Série de la Loukoula, ce système avait calqué les plissements prémayombiens, par la suite, avec l'exagération de cette impulsion SO-NE, il prit un alignement tectonique radicalement différent.

CHAPITRE VIII

RELATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1. *Région du chemin de fer Congo-Océan.*

Aux Séries de la Loukoula et de Sounda du Système du Mayombe, correspondent, au Sud du fleuve Kouilou, les groupes inférieur et supérieur de la Série de la Loukoula de J. Cosson (1955*a*).

Le groupe inférieur de cette série est caractérisé par les faciès arkosiques de la vallée de la Loukoula et par les faciès pélitiques de part et d'autre du Kouilou.

Les schistes arkosiques de ce groupe inférieur sont très comparables à nos arkoses schistifiées de la cordillère Gongo-Mouissa. Leur texture schisteuse est liée à la disposition des phyllites en lits rapprochés.

Sous le microscope, les plagioclases détritiques saussuritisés sont disséminés dans un fond granoblastique à lépidoblastique de quartz polyèdres, de lamelles de biotite verte, de muscovite et de chlorite.

Ces faciès deviennent de plus en plus grossiers vers l'Ouest. La teneur en feldspaths s'accroît. La présence d'yeux composés d'agrégats de quartz et de feldspaths donnent à ces roches un aspect gneissique et parfois conglomératique.

Sous le microscope, dans la mésostase quartzophylliteuse, apparaissent des relicts de microcline et de plagioclases nourris d'albite périphérique.

Ces faciès arkosiques passent progressivement vers la partie supérieure du groupe à des micaschistes et des quartzites gris sombre feldspathiques, puis à des roches de plus en plus schisteuses, quartzeuses et finement micacés.

Les faciès pélitique très subordonnés au voisinage de la cordillère de la vallée de la Loukoula prennent une extension de plus en plus considérable en s'approchant du Kouilou où l'on retrouve les chloritoschistes et les porphyroïdes de la région de Kakamoëka.

Vers le sommet, des couches à faciès pélitiques se développent : les chloritoschistes du type de la basse Mandji, affluent du Kouilou.

D'après J. Cosson (1955*a*), ces chloritoschistes carbonatés passent par séquence alternante, rapide et nette aux quartzites du groupe supérieur.

Le groupe supérieur comprend des faciès pélitiques au voisinage du Chemin de fer Congo Océan (C.F.C.O.) passant latéralement faciès détritiques des abords du Kouilou.

Ces faciès pélitiques sont représentés par des masses importantes de roches à faciès gra-

phiteux (schistes fins, lustrés, très noirs, souvent pyriteux) avec des intercalations très subordonnées de quartzites micacés et graphiteux.

Les faciès détritiques sont ceux des quartzites du rapide Kousounda, des vallées de la Loukemba et de la Mandji; ils ne constituent en fait qu'un niveau important de la Série de Sounda, comme je l'ai signalé et comme l'a démontré R. Boineau (1955-1956).

J. Cosson ne signale pas d'épanchements basiques au Sud du Kouilou. Il semble que cette manifestation volcanique se soit cantonnée au Nord de ce fleuve. Elle a vraisemblablement dû accompagner les ondulations qui créèrent le haut fond de Sounda, tandis que s'observait un approfondissement dans la région du C.F.C.O.

Il semblerait d'autre part qu'il y ait une lacune importante des niveaux supérieurs schisteux ou carbonatés de la région septentrionale du fleuve Kouilou.

En conclusion, on remarque une inversion géographique des faciès pélitiques et détritiques en passant du groupe inférieur au groupe supérieur de la Série de la Loukoula de J. Cosson.

Cette inversion correspond à notre avis, aux mouvements de grande amplitude transmis du socle, et qui firent apparaître et disparaître hauts fonds et bassins secondaires.

2. *Bas Congo belge.*

Aux séries de la Loukoula et de Sounda du Mayombe, correspondraient dans l'échelle stratigraphique établie par L. Cahen (1948-1954), les Séries de Tshéla et de la Duizi.

Dans la région d'Inga-Matadi-Monolithe, la Série d'Inga ne semblerait s'homologuer qu'à la Série de la Loukoula.

L. Cahen (1948) a indiqué que la *Série de Tshéla* était un ensemble de faciès pélitiques (schistes graphiteux) et détritiques (quartzites plus ou moins graphiteux et conglomérats).

D'après P. Thonnart (1957) la Série d'Inga correspondrait, du moins en partie, à la Série de la Duizi de la légende générale.

Il a défini deux étages :

— à la base: l'étage de Sikila;

— au sommet : l'étage du Mont Lungu.

Cet étage de Sikila est essentiellement constitué par des rhyolites métamorphiques. Il débute, dans la région de Kimbenza au Sud de Tshéla et dans la région de Vemba, par des conglomérats à galets de quartzites de Matadi et à pâte de ces porphyroïdes.

Ces conglomérats et ces porphyroïdes rhyolitiques sont les équivalents très probables des conglomérats et des porphyroïdes de Kakamoëka, à la base de la Série de la Loukoula.

L'étage du Mont Lungu est en majeure partie formé par des quartzophyllades feldspathiques contenant presque toujours des quartz bleus de rhyolites : quartzites micacés, schistes quartzitiques et nombreuses rhyolites laminées.

P. Thonnart (1957) pense que l'étage du Mont Lungu pourrait être l'équivalent de la partie supérieure de la Série de la Loukoula et de la base de la Série de Sounda. Je croirais plutôt que cet étage correspond aux deux niveaux supérieurs de la Série de la Loukoula.

Il indique d'autre part que la Série d'Inga comporte de nombreuses intercalations de roches vertes.

Il semble bien qu'on puisse paralléliser avec assez de sûreté la Série d'Inga, telle que P. Thonnart l'a définie, à la Série de la Loukoula telle que je l'ai décrite précédemment.

On y retrouve les mêmes faciès de porphyroïdes acides et de laves basiques métamorphisées avec des horizons détritiques de remaniement.

Après modifications par P. Thonnart de l'échelle stratigraphique, il devient plus difficile de paralléliser la Série de Sounda avec la Série de la Duizi, telle que l'avait énumérée L. Cahen (1954) de la base au sommet :

1) schistes quartzitiques, sériciteux et chloriteux avec quartzites;
2) calcaires gris bleu, zonés parfois entièrement cristallins;

3) schistes quartzitiques sériciteux, talqueux ou chloriteux;
4) laves acides (porphyroïdes);
5) schistes plus ou moins quartzitiques avec localement conglomérat;
6) quartzites sériciteux;
7) schistes sériciteux.

Cette Série de la Duizi était un ensemble très puissant constitué de faciès pélitiques, détritiques et carbonatés, auxquels venaient s'associer des « porphyroïdes » décrits sous le nom de « phyllites feldspathiques » ou de « porphyrites laminées ».

Les horizons 1, 2 et 3 pouvaient se paralléliser avec les horizons successifs et équivalents de la Série de Sounda. Mais la position stratigraphique établie par P. Thonnart (1957) des porphyroïdes à la base de la Série d'Inga, ne permet plus d'établir ce parallèlisme.

Tout au plus peut-on estimer que les horizons 5, 6 et 7 seraient les homologues de la Série de Sounda du Système du Mayombe.

3. *Angola.*

Au Nord et au centre de la Colonie, les auteurs portugais (F. Mouta 1954) placent au-dessus du complexe de base, le Système de Oendelongo.

Au centre de l'Angola, dans les Monts Oendelongo, ce système subdivisé en deux groupes semble correspondre au Système du Mayombe.

Il comprend en montant dans l'échelle stratigraphique : a) un groupe de base essentiellement détritique : conglomérat de base, grès feldspathiques, associés à des schistes.

Le conglomérat est à galets de quartzites, schistes silicifiés et quartz.

b) Un groupe supérieur comprenant des quartzites ferrugineux, des quartzites et des grès traversés par des dykes de felsites et des porphyres.

Dans la région de Benguella, F. Mouta (1954) signale des intrusions de dolérites à olivine, des rhyolites et des tufs rhyolitiques.

Dans le NE de l'Angola (Lunda) les séries métamorphiques inférieures de C. Freire de Andrade pourraient encore correspondre à ce Système du Mayombe. Elles comprennent :

1) des micaschistes, amphibolites, schistes quartzeux, schistes, quartzites à grains fins noirs, gneiss à amphibole, schistes à hématite et schistes charbonneux;

2) quartzites compacts, généralement blancs;

3) phyllades.

Il est possible aussi que les formations du Sud de l'Angola décrites sous le nom de Système de Muva Ankole, correspondent au Système du Mayombe.

Ce système comprend des ardoises quartzitiques gris clair, des ardoises vertes chloriteuses, des micaschistes, des chloritoschistes, des quartzites, des amphibolites, des conglomérats, des laves, sills et dykes acides et basiques.

Il est difficile d'établir entre les diverses formations décrites sous le nom de Système de Oendelongo ou sous des termes équivalents, une parfaite concordance avec les séries définies en A.E.F. et au Bas Congo belge.

Au Nord du Cuenza, partie septentrionale de la Colonie, des couches appartenant à ce Système de Oendelongo ont été rapportées au Système de la Sansikwa des auteurs belges (J. Lepersonne 1951).

Dans la région de San Salvador, certaines furent assimilées au Système du Haut Shiloango des auteurs belges par P. Vasconcelos.

Tout au plus peut-on présumer de la présence de ce Système du Mayombe dans la colonie portugaise de l'Angola.

QUATRIEME PARTIE

COMPLEXE CRISTALLOPHYLLIEN DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

INTRODUCTION

Le Complexe cristallophyllien du Mayombe septentrional est essentiellement constitué par des roches plutoniques et migmatitiques dans lesquelles flottent seulement quelques lambeaux de schistes cristallins.

1. *les schistes cristallins.*

Ces lambeaux de schistes cristallins sont souvent trop isolés les uns des autres ou trop modifiés par la métasomatose pour que l'on puisse discerner entre eux des relations stratigraphiques certaines.

Aussi me suis-je borné à établir une subdivision, en quatre groupes principaux, basée sur les conditions génétiques de métamorphisme. Ces groupes sont les suivants :

a) *le Groupe des chloritoschistes,* qui comprend des chloritoschistes, des schistes amphiboliques, quartzites, etc. Il semble tectoniquement discordant sur les autres groupes.

b) *le Groupe des micaschistes,* à un ou deux micas, auxquels sont associées des paraamphibolites.

c) *le Groupe des gneiss à plagioclases acides* (inférieurs à An_{30}) qui comporte des gneiss et des amphibolites para et ortho.

d) *le Groupe des gneiss à plagioclases basiques* (supérieurs à An_{30}) qui comporte des gneiss leucocrates à biotite et des gneiss à pyroxènes et quelques bancs d'amphibolites associées.

Tous ces sédiments précambriens ont été le siège de modifications chimiques et structurales en zones profondes, à l'exception du Groupe des chloritoschistes, seulement affecté par une métasomatose sodique épizonale.

Aussi en l'absence de tests stratigraphiques certains les ai-je regroupés en un seul ensemble : *Le Complexe cristallophyllien du Mayombe septentrional.*

2. *Groupe plutonique et migmatites du Mayombe septentrional.*

Les phénomènes chimiques et pétrogénétiques, qui ont affecté les deux groupes de gneiss et le groupe des micaschistes, réalisèrent, à partir de ces sédiments métamorphisés, les roches plutoniques du Rembo N'Dogo, du Massif du Koumouna Bouali, du bassin de la Niébokamba, du Massif du N'Tyankolo et du Chaînon Lambaréné-Chinchoua. Ces roches plutoniques, toutes formées en zones profondes et vraisemblablement au cours du même cycle orogénique, je les ai regroupées sous le terme de :

Groupe plutonique et migmatites du Mayombe septentrional.

Entre ces schistes cristallins à métamorphisme général banal, aux affleurements trop souvent disparates, et les plutonites réalisées en zone profondes, s'intercale toute une gamme de roches très hétérogènes, à évolution métasomatique différente et à figures migmatitiques diverses. Elles feront l'objet d'un chapitre précédent celui qui sera consacré aux roches plutoniques.

3. *Age des schistes cristallins de ces différents groupes.*

Les divers phénomènes de métasomatose et les processus de dioritisation et de granitisation, en effaçant les caractères primitifs des schistes cristallins de ce complexe, ne permettent de donner qu'une situation stratigraphique très approximative.

Pourtant cette région doit constituer le lien sédimentologique d'une part entre les séries connues du Système du Prémayombe et du Système du Mayombe de la Chaîne du Mayombe et d'autre part entre le Système de l'Ogooué et les complexes de base du Massif du Chaillu et des Monts de Cristal nord-gabonais.

Sur les feuilles voisines, où se situent ces massifs, quelques coupures stratigraphiques ont pu être établies. Elles permettent de dresser un cadre stratigraphique, mais sans présumer des relations stratigraphiques possibles entre les divers systèmes précambriens du Gabon et du Moyen-Congo.

CHAPITRE I

DESCRIPTION DES GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS

1. *Groupe des chloritoschistes.*

A. — *Faciès*

Ce groupe possède quelques faciès détritiques, mais renferme principalement des faciès pélitiques. Les uns et les autres ne sont guère connus en dehors de l'enclave métamorphique des Monts de Zilé.

a) *Faciès détritiques*

Les faciès détritiques sont représentés par quelques bancs de quartzites, en particulier entre les km 5,5 et 6,5 de la route de la Salanié. Ces bancs se présentent suivant un alignement 340 N_m et plongent au SO sous un pendage à peu près constant de 60°.

b) *Faciès pélitiques*

Les faciès pélitiques sont assez variés : chloritoschistes à patine soyeuse verte; séricitoschistes; schistes amphiboliques à patine vert sombre; talcschistes. Tous leurs affleurements sont orientés suivant la direction mayombienne mais cet alignement peut varier entre 320 et 340 N_m.

Les chloritoschistes de la N'Gounga, en aval de son confluent avec la Massouké, sont très comparables aux faciès que j'ai observés dans l'anticlinal du Moutéli (Boucle de la Nyanga). Ces chloritoschistes, qui recoupent près de la N'Gounié les alignements SO-NE des micaschistes à deux micas, semblent passer vers les sources de cette rivière N'Gounga à des gneiss albitiques de faciès embréchitiques.

Dans le bassin aval de la Mikouma, on retrouve des chloritoschistes identiques avec quelques bancs intercalés de schistes amphiboliques.

Ces schistes cristallins à métamorphisme épizonal forment, je pense, des synclinaux pincés dans le substratum sous-jacent, représenté dans l'enclave des Monts de Zilé par des micaschistes à deux micas, des amphibolites avec ou sans plagioclases saussuritisés, des migmatites et des roches dioritiques rétromorphosées à faciès d'anorthosites du Groupe de la Dounvou du Système du Prémayombe.

Des failles, jalonnées de mylonites et de filons minéralisés, parallèles à leur alignement, bordent leurs couches. Des failles orthogonales viennent recouper les couches de ce groupe des chloritoschistes ainsi que celles du Groupe des micaschistes, métamorphisés dans la zone des Micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques.

B. — *Pétrographie du Groupe des chloritoschistes.*

Chloritoschistes.

Ils ont une structure lépidoblastique à cristaux courts de chlorite, à peu près tous parallèles entre eux. Dans cette masse de cristaux de chlorites s'individualisent des « bouquets » de cristallites de muscovite. Le quartz en une mosaïque de cristallites jointifs n'apparaît que dans les variétés quartzeuses.

Séricitoschistes.

Ce sont presque toujours des micaschistes à muscovite et chlorite en petits lépidoblastes, parallèles entre eux, intimement mélangés. Les variétés sans quartz sont assez rares.

Schistes amphiboliques.

Ce sont des roches à nématoblastes d'amphibole du type actinote. Ces cristaux d'amphibole sont presque toujours associés à de la chlorite et parfois à du talc.

Talcschistes.

Ils sont formés par des cristaux de talc accolés les uns aux autres suivant un plan de foliation préférentiel, avec parfois quelques gros cristaux d'épidote et quelques cristaux d'amphiboles.

Quartzites.

Ces roches sont presque uniquement constituées de cristaux de quartz engrenés, à cataclase douce. Elles sont parsemées de fins granules d'oxydes métalliques souvent limonitisés. La roche est blanche en cassure fraîche et prend une teinte rouille en s'altérant à la longue.

C. — *Conclusion.*

Il est encore prématuré de vouloir rattacher ces lambeaux synclinaux au Système du Mayombe. On ne peut toutefois qu'être frappé par la similitude des faciès structuraux et des alignements tectoniques. Dans les régions voisines, ces couches à métamorphisme épizonal ont été placés par J. Cosson pour la feuille Port-Gentil Est (1957) et par M. Aubague et J.J. Hausknecht pour les Coupures Libreville Ouest et Est dans le Système de l'Ogooué. Dans la définition que B. Choubert avait donnée de ce Système (1936), ce Groupe de Chloritoschistes correspondrait à la Série de N'Djolé.

2. *Groupe des micaschistes.*

A. — *Répartition géographique.*

Les roches de ce groupe et leurs faciès migmatitiques forment la majorité des affleurements de l'enclave métamorphique des Monts de Zilé.

Tandis que les roches du groupe précédent restent cantonnées à cette enclave, les schistes cristallins de ce nouveau groupe débordent ce cadre géographique.

Doivent être intégrés dans ce groupe, à mon avis, les micaschistes et les schistes amphiboliques de la rivière Minkéné (route Lambaréné-Bifoun au N. de Lambaréné).

Doivent s'y rattacher les micaschistes écrasés du kilomètre 70 de la route Fougamou-

Lambaréné, ainsi que les affleurements d'amphibolites de la même route et du Chaînon Lambaréné-Chinchoua.

Au NO du Massif du Koumouna Bouali, les géologues du Bureau Minier (G. Chéliakine, R. Boyer et R. Bourre) indiquent, le long de la frise discordante des séries crétacées-pléistocènes, une zone de micaschistes à 2 micas, de quartzites micacés et d'amphibolites.

Nous rapporterons encore à ce groupe, quelques septa de quartzites épidotiques, plus ou moins mylonitisés, que j'ai observés sur le Chaînon Lambaréné-Chinchoua (rivière N'Soum) et ceux cités par R. Furon dans les Monts des Eschiras N'Gossi.

B. — *Faciès*

Les micaschistes ont une patine brun verdâtre et prennent une teinte marron assez foncé par altération. Ce sont des roches foliacées, formées par l'empilement de « plaques » de phyllites (biotite et muscovite) séparées par des lits imperceptibles de quartz.

Les amphibolites sont des roches brunes, dont les aiguilles d'amphiboles, parallèles les unes aux autres, soulignent l'orientation de la foliation.

Les quartzites micacés sont le plus souvent lités et de teinte claire. Les quartzites sont de couleur verdâtre et de texture très fine.

Ce sont des roches d'aspect physique très comparable aux roches des séries prémayombiennes précédemment signalées; très souvent le microscope révèle des faciès structuraux identiques.

Comme les séries prémayombiennes, ces schistes cristallins sont affectés par des alignements hétéroaxiaux semblables SO-NE et SE-NO, aussi bien dans l'enclave des Monts de Zilé que dans le Chaînon Lambaréné-Chinchoua.

Il est à remarquer que les alignements de ces micaschistes à biotite ou à deux micas sont concordants avec ceux des gneiss à biotite ou à pyroxènes et les migmatites de ce groupe.

J'ai constaté en particulier que sur la route administrative Fougamou-Lambaréné et aux abords des rivières Davo, Mamiangh et Diala ces micaschistes ont la même orientation NE 40-45° que les migmatites des gneiss à biotite et des gneiss à pyroxènes. Or j'ai montré, avec la coupe Mayoumba-Makongonio, que cet alignement était celui des séries prémayombiennes. Il est vraisemblable que ces sédiments correspondent à une série de couverture d'un substratum complexe et formé de plusieurs séries. Il est toutefois difficile d'affirmer, en l'absence de critères stratigraphiques certains que ce groupe de sédiments métamorphisés dans la zone des Micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques est le représentant d'une ou de deux séries prémayombiennes, définies dans les régions plus méridionales de la chaîne.

Il n'est guère possible dans ces régions fortement migmatitisées et plutonisées d'une part et fortement tectonisées d'autre part, d'établir si ce groupe est concordant ou discordant sur les groupes de gneiss à plagioclases acides et de gneiss à plagioclasses basiques.

On peut toutefois envisager que les représentants de ce groupe des micaschistes correspondent à une série synclinale pincée entre deux compartiments des groupes de gneiss.

J'ai constaté en effet très souvent que les lambeaux de ce groupe des micaschistes étaient bordés de mylonites et noyés dans les zones de migmatitisation des groupes de gneiss.

C. — *Pétrographie.*

Micaschistes à deux micas.

Ce sont des roches à structure granolépidoblastique, à lits alternés de quartz et de micas, presque imperceptibles à l'œil nu.

Les quartz sont disposés en une mosaïque de cristaux engrenés, très souvent à extinction onduleuse; dans cette mosaïque subsistent des îlots de quartz polyèdres.

Les phyllites sont en lépidoblastes, à peu près parallèles entre elles et disposées en lits plus ou moins contournés. Le mica dominant est une biotite à pléochroïsme brun verdâtre; lorsque le mica blanc est présent, il est presque toujours subordonné et n'apparaît que dans les faciès rétromorphosés.

Dans l'enclave des Monts Zilé, la trame de ces micaschistes comporte presque toujours de gros cristaux de carbonates maclés (calcite ou dolomite).

Amphibolites.

Ce sont soit des amphibolites sans feldspaths soit des amphibolites feldspathiques à plagioclases saussuritisés. Les premières sont très rares. Elles sont identiques tant en facies qu'en structure aux amphibolites de la Série de la Douigni. Sous le microscope, c'est un agrégat de grands cristaux d'amphiboles, plus ou moins déchiquetés. Une seule différence avec les amphibolites de la Série de la Douigni : les hornblendes sont ici toujours beaucoup plus pléochroïques.

Je n'ai jamais trouvé d'amphibolites feldspathiques, indemnes de ségrégation : ou bien des feldspaths bourgeonnent aux dépens des divers cristaux de la trame ou bien des amphiboles se développent.

La trame essentielle est une association d'amphibole verte et de plagioclases saussuritisés xénomorphes. On y trouve assez souvent de l'épidote et de la zoïsite (ou clinozoïsite) et des oxydes métalliques. Une biotite brun verdâtre est presque constamment associée, mais il existe des cas, et en particulier sur le flanc occidental des Monts de Zilé, où les micas font complètement défaut.

Chloritoschistes amphiboliques.

Leur structure est lépidoblastique :

— phénoblastes de clinochlore à pléochroïsme dans les verts avec macles polysynthétiques et biréfringence dans les gris du 1er ordre;

— amphiboles vertes très décolorées,

— quelques oxydes de fer.

3. *Groupe des gneiss à plagioclases acides.*

En dehors des faciès de micaschistes précités et de leurs dérivés métasomatiques, la masse principale du Mayombe septentrional est constituée par des roches métasomatiques, migmatitiques et plutoniques, formées en zones profondes.

Noyés dans cette masse de roches métasomatiques, des sédiments gneissifiés se présentent, sous leur forme métamorphique banale, en lambeaux éparpillés.

La prééminence de ces gneiss à plagioclases acides dans la structure d'une grande partie du Mayombe septentrional est prouvée par les observations de terrain et les études pétrographiques; celles-ci permettent d'affirmer que les migmatites et les roches plutoniques ont été pour la plupart formées au détriment de ces gneiss et qu'elles sont dues à des échanges chimiques, accompagnés du bourgeonnement de certains cristallites.

Dans ce groupe des gneiss à plagioclases acides, je place des roches dont les plagioclases (oligoclase) ont une teneur en anorthite inférieure à An_{30}. Leurs ferromagnésiens sont représentés par de la biotite avec accessoirement de la muscovite, de l'amphibole verte, de l'épidote et du sphène.

On y distinguera deux faciès :

Les gneiss essentiellement plagioclasiques; les gneiss où le feldspath dominant est un orthoclase (microcline).

Ces roches ont une texture planaire et sont finement foliées. Leur couleur est claire : gris très lavé, blanc, blanc rosé.

Ces aspects macroscopiques sont sensiblement communs aux faciès plagioclasiques et orthoclasiques et ne permettent pas de les différencier sur le terrain. Les roches amphiboliques sont par contre des roches sombres, l'assombrissement de la teinte étant fonction de la teneur en amphiboles.

C'est dans ce groupe que l'association des amphibolites et des gneiss sera la plus marquante.

A. — *Faciès et répartition des faciès dans le Mayombe septentrional*

Les roches de cette famille vont s'observer dans une partie du Chaînon Lambaréné-Chinchoua et, au Sud de l'Ogooué, dans quelques secteurs en bordure des Massifs du Koumouna Bouali et du N'Tyankolo.

Au Sud de l'Ogooué, ces gneiss et les roches amphiboliques associées ont été remarquées de préférence au SE et au SO de l'enclave métamorphique des Monts de Zilé.

Dans le Chaînon Lambaréné-Chinchoua, ces faciès se répartissent dans la partie Sud, autour des rivières Aboren Nzoch, Minkol-Minkol et Bengéli; dans la partie Nord, dans les inselbergs de la région de Chinchoua et dans les rivières Mébang et N'Théga, affluents du Remboué.

Dans ce Chaînon Lambaréné-Chinchoua, les faciès amphiboliques sont importants surtout entre la Minkol-Minkol et entre la Mokomokoro mais ils manifestent toujours sous le microscope un caractère de bourgeonnement des amphiboles, inhabituel dans les schistes amphiboliques normaux.

Les gneiss alcalins et plagioclasiques se présentent en bancs très redressés avec des inclinaisons et des orientations variables, tant dans le Chaînon Lambaréné-Chinchoua qu'à proximité de l'enclave des Monts de Zilé.

Sur le flanc occidental du Massif du Koumouna Bouali, entre les rivières Boukoumba et Magounga ils seront alignés sur une orientation à peu près constante : NE 40°.

B. — *Pétrographie.*

Gneiss plagioclasiques.

Ce sont des roches à structure granoblastique et de texture planaire.

Quartz et feldspaths forment une mosaïque de cristaux jointifs. Localement cet accolement cristallin fait place à une esquisse d'engrènement suivant un mode de puzzle.

Les plagioclases xénomorphes ont un aspect frais, quoi qu'ils soient parfois damouritisés. Ces plagioclases sont de l'oligoclase à $An_{29\text{-}30}$. On trouve de l'andésine acide dans quelques variétés à pyroxènes ouralitisés.

Le mica est toujours représenté par une biotite à pléochroïsme brun verdâtre.

Le mica blanc n'apparaît guère que dans les faciès rétromorphosés avec des plagioclases saussuritisés et du quartz pouvant se présenter en cristallites polyèdres.

Dans les variétés à pyroxènes, assez rares dans cette famille, le pyroxène est du diopside, plus ou moins complètement ouralitisé.

Comme éléments accessoires, ces roches contiennent toujours du sphène et une proportion variable d'épidotes (zoïsite, clinozoïsite et épidote) et parfois du zircon.

Gneiss alcalins.

Comme dans les gneiss précédents, la texture est planaire et la structure granoblastique.

L'examen microscopique montre que les cristaux de quartz, de microcline et de plagioclases sont jointifs.

L'orthoclase est un microcline très frais à quadrillage caractéristique.

Le plagioclase est soit de l'albite An_3, soit de l'oligoclase An_{10-20}.

Le mica est toujours une biotite à pléochroïsme brun vert et en petits cristaux alignés suivant le plan de foliation.

Comme autres cristaux accessoires, on trouve toujours des épidotes en proportion variable et du sphène.

Le zircon est assez rare.

Amphibolites feldspathiques.

Les amphibolites sans bourgeonnement de hornblende verte ou de plagioclases sont très rares. Parmi les quelques faciès à peu près purs, on constate que ces faciès amphiboliques sont des amphibolo-pyroxénites. Il n'est pas impossible que ces roches représentent des gneiss à pyroxènes rétromorphosés dans la zone des gneiss supérieurs de J. Jung et M. Roques. Elles furent primitivement rangées par B. Choubert (1936) dans la série cristallophyllienne de Founa.

Leur texture est planaire.

Leur structure est rarement nématoblastique et plus souvent granoblastique.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

Quartz,
plagioclase,
amphibole verte,
diopside ouralitisé,
biotite verte,
épidote et zoïsite,
magnétite (ou martite).

Le quartz, en granoblastes xénomorphes disséminés, est assez rare. Les plagioclases paléogènes sont souvent légèrement saussuritisés et sont toujours xénomorphes. Ils sont imbriqués avec les cristaux allongés et xénomorphes d'amphibole verte. Le pyroxène est ouralitisé et se pseudomorphose en amphibole verte; ce qui indiquerait une phase vraisemblable de métasomatose primitive. Les faciès sans pyroxène sont courants.

L'épidote et la zoïsite se présentent en amas de petits grains disposés en files suivant le plan de foliation ou quelquefois autour des cristallites d'amphiboles.

La biotite et le sphène ne semblent apparaître que dans les faciès déjà franchement métasomatiques.

Les oxydes métalliques sont toujours présents.

4. *Groupe des gneiss à plagioclases basiques.*

Les roches de cette famille concourent à la formation du batholite septentrional pour une part aussi importante que celle de la famille précédente.

Ce groupe sera représenté par deux faciès essentiels :

— un faciès clair, plagioclasique, à biotite et texture planaire;

— un faciès sombre, plagioclasique, à pyroxènes et texture équante.

Ces gneiss ne constituent plus dans cette masse plutonique et migmatique que des lambeaux très restreints de sédiments métamorphisés ou recristallisés en zones profondes.

Ils sont activement modifiés et il sera très rare de trouver ces gneiss avec leurs caractères primitifs. Ils dépasseront rarement l'échelle de l'affleurement.

Plus facilement métasomatisés, semble-t-il, les gneiss plagioclasiques à biotite se présenteront presque toujours sous des faciès migmatitiques.

A. — *Répartition des faciès*

On en trouve quelques bancs peu métasomatisés dans la Moukiama au bord de la lagune Dogo.

Leurs bancs semblent alterner avec ceux des gneiss à pyroxènes dans les rapides de la Davo, à proximité du km 77 de cette rivière.

Ils semblent plus disparates, car très métasomatisés, sur le flanc occidental du Koumouna Bouali, dans quelques affluents de l'Obangué.

Les gneiss à pyroxènes, quoi qu'aussi transformés, seront plus facilement repérables, car ils vont très souvent se situer dans des zones où dominent les migmatites à pyroxènes et les roches plutoniques dérivées.

Ainsi apparaîtront-ils dans les rivières Niongo, Douengui et Douvi, affluents du Rembo N'Dogo, dans une région de migmatites à pyroxènes et amphiboles et de diorites amphiboliques à faciès sombre.

Ils surgissent sous forme d'îlots au milieu du sédimentaire côtier au NE de Bongo.

Dans le secteur de la Niébokamba, au Nord du massif des Eschiras, ils se mêleront aux divers faciès migmatitiques.

Quelques faciès, rarement non migmatitiques, peuvent être encore signalés dans les hauts bassins de la Bendolo et des Davo I et II.

Sur le flanc occidental de la chaîne, ils se localiseront dans les rivières Magounga et Mabounda, affluents de l'Obangué et leurs tributaires.

Ils seront encore visibles dans le Chaînon Lambéréné-Chinchoua, dans un petit îlot cristallin entre la Miame et la petite N'Zobé, dans la petite N'Zobé elle-même et dans la Mongo Banga sur le flanc Nord occidental de ce chaînon Lambaréné-Chinchoua.

On les rencontrera enfin avec des gneiss à biotite aux sources de l'Oton N'Gui et de la Mongo Banga sur le flanc Nord occidental de ce chaînon Lambaréné-Chinchoua.

Les relations stratigraphiques entre les gneiss à biotite et les gneiss à pyroxènes sont difficiles à déterminer. Ces roches ont été dans ces régions trop migmatitisées pour qu'on puisse en saisir les liens stratigraphiques.

Ces faciès peuvent apparaître dans certaines zones, (gneiss à pyroxènes de la Douvi et de la Niébokamba; gneiss à biotite de la Minloué dans le Chaînon Lambaréné-Chinchoua; gneiss du Mont Netzémazingo dans le Koumouna Bouali) ou au contraire se présenter en bancs ou en groupes de bancs superposés les uns aux autres; dans ce dernier cas, ils correspondraient à des sédiments qui étaient à l'origine de nature différente, mais régulièrement stratifiés.

C'est à une conclusion semblable que M. Aubague et J.J. Hausknecht (Coupure Libreville Est en cours d'impression) ont été amenés. Plusieurs de leurs observations leur permettent de supposer soit une interstratification banc par banc (cas fréquent dans les faciès occidentaux de la Coupure Libreville Est) soit en lentilles cohérentes assez importantes (cas le plus fréquent vers Mitzic, Bitam et Sud Cameroun).

B. — *Pétrographie.*

Les gneiss à biotite.

Il s'agit de roches claires, d'une couleur rose pâle à blanche, avec une linéation fine, soutenue par les lépidoblastes de biotite. Leur texture est planaire.

Leur aspect extérieur les différencie peu des gneiss du groupe précédent. Ils ressemblent de même aux gneiss fins plagioclasiques de la série prémayombienne de la Doussa.

Sous le microscope, leur composition minéralogique est la suivante :

quartz,
plagioclase,
biotite brun rouge ou brun vert,
parfois de l'amphibole,
magnétite en grains et un peu de pyrite.

Le quartz est en cristaux à peu près équigranulaires, jointifs plutôt qu'engrenés.

Le plagioclase, limpide, aux macles nettes, est par sa teneur en anorthite An_{35-38} une andésine. Certains cristaux sont antiperthitiques mais il semble que l'antiperthite microclinique n'apparaisse que dans les faciès déjà migmatitiques.

La biotite, d'un pléochroïsme brun vert très accentué ou brun rouge, se présente en lépidoblastes courts, groupés par 2 ou par 3, suivant la linéation régulière.

L'amphibole semble survenir dans des faciès de transition entre ce gneiss et le gneiss à pyroxènes. Elle se présente en gros granoblastes xénomorphes.

Les accessoires métalliques n'ont pas de répartition définie.

Les gneiss à pyroxènes.

Ce sont des roches toujours sombres, compactes, sans linéation visible. Leur texture est équante. Sur le terrain en masse ou en échantillon, elles ont un aspect de quartzites très finement grenue ou de microdiorites.

Leur teinte « ombre » à reflets verdâtres provient d'un assombrissement général aussi bien des minéraux quartzo-feldspathiques que des minéraux ferromagnésiens.

L'examen microscopique montre la composition minéralogique suivante, mais avec une grande variabilité dans la présence ou l'absence et dans la prédominance de certains minéraux.

quartz,
plagioclase,
hypersthène,
diopside,
amphibole,
biotite brun rouge,
Magnétite et pyrite.

Le quartz dans les faciès à peu près purs est toujours en très faible quantité et parfois absent.

Le plagioclase est limpide, bien maclé suivant les macles de l'albite et du péricline. Ses propriétés optiques correspondent en général à des andésines An_{46-48}. Il se présente en cristaux enchevêtrés, mais non engrenés. L'engrènement ne semble survenir que lors de la migmatisation.

Le pyroxène originel de ces sédiments semble être l'hypersthène, mais je l'ai observé très rarement seul. L'hypersthène est accompagné de diopside, d'amphibole et de biotite brun rouge, mais la présence de ces trois derniers minéraux semble appartenir à une phase très primitive de métasomatose de ces gneiss. J'en parlerai dans le paragraphe suivant sur la migmatisation.

Ce sont des roches relativement riches en magnétite ou ilménite et en pyrite, mais les oxydes métalliques semblent n'avoir recristallisé que lors de l'apparition de diopside et amphibole, d'abord par schilléritisation de l'hypersthène et même par expulsion du fer des cristaux d'hypersthène.

Dans quelques échantillons apparaît du sphène ou sa variété, le leucoxène, et plus rarement de l'épidote.

En général l'hypersthène a à peu près disparu et le pyroxène est représenté par du diopside. Ce qui indiquerait l'incompatibilité de l'hypersthène de se maintenir dans la zone où ces roches ont recristallisé.

CHAPITRE II

MIGMATITES ET PLUTONITES HYBRIDES DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

Il est souvent possible dans le Complexe du Mayombe septentrional de classer les faciès de migmatites et de plutonites d'après les roches au détriment desquelles elles se sont formées. On pourra donc distinguer :

— les migmatites albitiques dérivant des chloritoschistes;
— les migmatites dérivant des micaschistes;
— les migmatites dérivant des gneiss acides;
— les plutonites hybrides provenant des gneiss acides et des micaschistes;
— les migmatites dérivant des gneiss basiques;
— les plutoniques provenant des gneiss basiques.

I. — LES MIGMATITES ALBITIQUES DU GROUPE DES CHLORITOSCHISTES

A. — *Caractères généraux.*

J'ai signalé précédemment que les chloritoschistes de la rivière N'Gounga semblaient passer, vers les sources de cette rivière, à des migmatites albitiques à faciès embréchitiques.

Avec leur aspect de gneiss à diverticules chloriteux, plus ou moins larges, ils ressemblent fortement aux gneiss albitiques migmatitiques de la Série mayombienne de la Loukoula. Par contre ils diffèrent nettement des migmatites dérivées des micaschistes à un ou deux micas de la même enclave des Monts de Zilé.

Entre ces migmatites albitiques accompagnées de lambeaux métamorphiques normaux et la Série mayombienne de la Loukoula, l'analogie s'identifie dans un alignement et des pendages très comparables : orientation mayombienne 320 N_m et plongements SO accentués.

B. — *Pétrographie.*

Leur texture planaire est sinueuse.

Sous le microscope, la structure est granoblastique. Leur composition minéralogique est la suivante :

quartz,
albite An_{4-6},
chlorite,
muscovite,
calcite.

Le quartz se présente en une petite mosaïque de granoblastes jointifs; le quartz à caractère métasomatique envahissant est apparemment absent, du moins dans les échantillons examinés au microscope.

L'albite, en granoblastes, pullule. Ce plagioclase est relativement assez limpide, mais ses cristaux ont très souvent leurs macles tordues ou brisées.

La calcite est très abondante et intimement mêlée aux granoblastes de plagioclases.

Les phyllites déchiquetées, une chlorite peu pléochroïque et de la muscovite dessinent des sinuosités autour des plagioclases granoblastiques. Elles constituent des cloisons ferromagnésiennes.

Quelques grains de sphène assez petits apparaissent dans un des deux échantillons.

II. — MIGMATITES DÉRIVÉES DU GROUPE DES MICASCHISTES

A. — *Répartition géographique*

Le développement des minéraux quartzo-feldspathiques dans la trame des micaschistes à un ou deux micas et dans les amphibolites leur donne l'aspect de gneiss œillés et rubannés.

Ces migmatites vont se retrouver dans les secteurs où subsistent les faciès normaux et que nous avons précédemment cités (route Fougamou-Lambaréné; chaînon Lambaréné-Chinchoua; enclave des Monts de Zilé, etc...). Elles forment des zones plus larges, mais avec des roches à faciès très hétérogènes.

Les plutonites hétérogènes de ce groupe prennent les mêmes faciès et les mêmes structures que le Groupe des gneiss à plagioclases inférieurs à An_{30}, aussi ne parlerons-nous de cette famille de plutonites qu'avec le Groupe des gneiss acides.

B. — *Pétrographie*

La texture encore planaire de ces roches est œillée et rubannée.

La structure est engrenée avec des résidus plus ou moins importants de trame primitive.

On distinguera les migmatites dérivant de micaschistes et de quartzites micacés à un ou deux micas et les migmatites provenant d'amphibolites.

1. *Migmatites dérivant de micaschistes et quartzites micacés.*

Le quartz est en général recristallisé en gros granoblastes jointifs ou engrenés. Il est remplacé dans des faciès plus évolués par un quartz tardif envahissant et à extinction onduleuse.

De très nombreux bourgeons de plagioclases An_{10-20} se développent en repoussant vers l'extérieur une trame quartzo-micacée de plus en plus résiduelle, aux cristaux de plus en plus fins.

Certains de ces micachistes feldspathisés présentent des caractères structuraux de

migmatites prémayombiennes : rubans de quartz polyédriques séparant des plages allongées de trame quartzo-micacée; plagioclases saussuritisés bourgeonnants.

Mais à côté de ces faciès paléogènes, d'autres manifestent un bourgeonnement de plagioclases néogènes : certains plagioclases peuvent être encore légèrement saussuritisés, les autres, le plus souvent, sont au contraire limpides ou seulement damouritisés. Les plagioclases ont presque toujours leurs macles tordues ou brisées.

A ces faciès purement plagioclasiques s'ajoutent des faciès orthoclasiques dans lesquels du microcline frais vient se surimposer au bourgeonnement plagioclasique. Cependant, les phénoblastes de ces orthoclases sont troubles et seuls les granoblastes sont limpides.

La biotite verte assez pléochroïque et du mica blanc représentent les cristaux micacés.

La chlorite ne subsiste que dans les faciès rétromorphosés peu évolués.

La calcite est abondante surtout dans l'enclave des Monts de Zilé.

On y observe toujours de l'épidote et de la zoïsite. Assez souvent du sphène et couramment des oxydes métalliques.

2. *Migmatites dérivées d'amphibolites feldspathisées, rétromorphosées.*

Les faciès purs sans éléments blancs (feldspathisation par bourgeonnement néogène de plagioclases) sont très rares.

La structure est granoblastique à cristaux accolés plutôt qu'engrenés.

On observe en général un bourgeonnement de cristaux d'amphiboles vertes, pléochroïques, qui semble s'être effectué non seulement aux dépens des ferromagnésiens préexistants mais même au détriment des plagioclases saussuritisés paléogènes.

Viendrait ensuite se surimposer le développement de plagioclases néogènes, frais, limpides, à teneur en chaux assez variable. Certains sont des andésines $An_{36\text{-}40}$; d'autres ont une proportion en anorthite voisine de An_{46}. Il n'est pas impossible que certaines de ces amphibolites feldspathiques dérivent de laves basiques métamorphisées, bien que l'on n'observe aucune structure en résidus.

Ces plagioclases néogènes n'ont pas leurs macles tordues ou visiblement brisées. Mais on remarque assez souvent qu'ils sont fissurés. Au bord de ces fissures, recimentées par une mouture quartzo-phylliteuse, on constate une cataclase douce.

S'associent, à l'amphibole, des cristaux d'épidote et de zoïsite, assez souvent de la biotite verte et beaucoup plus rarement de la chlorite. L'épidote borde fréquemment les cristaux d'amphibole verte.

Conclusion

Par leurs faciès et leurs caractères structuraux, ces migmatites rappellent beaucoup certaines roches métasomatiques du groupe des Monts Doudou. Elles contiennent en effet des résidus rétromorphosés très comparables aux résidus structuraux des roches prémayombiennes. Elles montrent cependant des modifications structurales sensibles. Aussi est-il difficile d'affirmer que ces migmatites du Groupe des micaschistes soient identiques aux migmatites de la Douengui (par exemple) dérivées (par remobilisation des éléments chimiques) des micaschistes des deux séries supérieures prémayombiennes (Série de la Douigni et Série des Monts Kouboula). Cela tient, peut-être, au fait que ces migmatites représentent des faciès de gneiss basiques rétromorphosés dans la mésozone et constituant des sédiments plus anciens que les trois séries définies dans le Gabon méridional et au Moyen-Congo.

III. — MIGMATITES DÉRIVÉES DU GROUPE DES GNEISS ACIDES

A. — *Faciès et répartition des faciès*

Dérivées de gneiss à deux micas et d'amphibolites, ces migmatites vont se présenter sous les faciès migmatitiques de gneiss à biotite à petits yeux ovaloïdes (figures d'embréchites

œillées) ou à grands yeux de feldspaths hypidiomorphes, microclines roses ou rouges ou plagioclases blancs ou roses (gneiss œillés à texture porphyroïde).

La tendance au rubannement fera apparaître les faciès migmatiques dits « lit par lit », comme on peut en rencontrer autour de la petite N'Zobé ou de la Minloué, dans le Chaînon Lambaréné-Chinchoua.

Des tensions possibles, lors de la cristallisation de ces gneiss rubannés, susciteront des implications de plis synmigmatitiques (Rivières Diala, Mamiangh, etc...).

Dans les amphibolites, dont certaines sont pyroxéniques, la feldspathisation se remarquera par l'apparition de petits yeux de feldspaths roses ou rouges qui viendront écarter les lits foliés L.a tendance au rubannement, dû au développement excessif de cristallites quartzo-feldspathiques, donnera donc toute une gamme de roches hybrides depuis des roches amphibolitiques sombres, peu feldspathiques, à des roches claires à lambeaux filiformes amphibolitiques.

Ces divers faciès vont correspondre à une ségrégation notable et progressive de certains minéraux, (amphibole, plagioclase, microcline); leur développement est venu perturber la régularité de la texture planaire ou linéaire initiale.

Par leur bourgeonnement excessif, ces minéraux vont modifier complètement la structure primitive et dans la plupart des cas vont déterminer un changement à peu près complet de la composition chimique originelle.

Ces roches migmatitiques, avec les faciès de plutonites hétérogènes, constituent un groupe important, car elles ont participé pour une grande part à la formation du socle plutonique du Mayombe septentrional.

Ces faciès vont, en effet, s'observer au NO et au NE du Massif du Koumouna Bouali, dans la région située entre ce massif et l'enclave des Monts de Zilé. A ce même groupe de roches métasomatisées vont se rapporter les migmatites de Lambaréné, traversées par des filons écrasés de pegmatite. Dans ce même groupe, je placerai les migmatites de la zone méridionale du Chaînon Lambaréné-Chinchoua, depuis la rivière Aboren N'Zoch jusqu'à la petite N'Zobé.

Se raccorderont encore à cet ensemble migmatitique, la plupart des migmatites schistoïdes de la Yame, de la N'Tégha, de la Mébang, affluents du Rembo N'Dogo. Enfin des gneiss leucocrates et des amphibolites de ce groupe dérivent les formes métasomatiques des inselbergs de la région de Chinchoua.

B. — *Pétrographie*

Ces roches migmatiques seront caractérisées par des textures œillées ou des textures rubannées épibolitiques.

Leur structure sera engrenée.

1. *Les gneiss migmatitiques.*

Le quartz se présentera en granoblastes engrenés à extinction onduleuse et formant des cloisons. On pourra éventuellement retrouver de petites cloisons résiduelles de quartz polyédriques.

Le quartz pourra figurer en phénoblastes xénomorphes, amiboïdes, envahissants, à extinction onduleuse. Progressivement il se substituera aux granoblastes engrenés de néoformation et aux cloisons résiduelles de quartz polyédriques. Dans les faciès uniquement plagioclasiques se développeront des granoblastes d'un plagioclase An_{20-33} qui tendra à réaliser de petits phénoblastes hypidiomorphes limpides ou simplement damouritisés. Lors de son développement, ce plagioclase repoussera la trame gneissique originelle qui formera progressivement des cloisons résiduelles de plus en plus réduites et à grains de plus en plus petits.

Dans les faciès orthoclasiques, on constatera le même développement progressif du plagioclase, mais la teneur en chaux de ce feldspath sera plus faible et voisinera celle d'un oligoclase, An_{20}, plus rarement en-dessous de cette teneur, plus souvent au-dessus de cette teneur moyenne

Avec les oligoclases compris entre An_{20} et An_{30} s'observeront au contact de l'orthoclase (microcline) des réactions myrmékitiques, soit en frange le long du plagioclase, soit en bourgeons à l'intérieur de l'orthoclase.

Le microcline est toujours un orthoclase frais à quadrillage classique et à caractères nets de surimposition au développement du plagioclase.

La biotite aura un pléochroïsme brun vert très accentué.

Le mica blanc des gneiss disparaîtra.

Du sphène et de l'apatite apparaîtront couramment.

L'épidote et la zoïsite persisteront.

Le zircon, les oxydes métalliques et parfois de la pyrite constitueront les accessoires complémentaires. La magnétite pourra se présenter en grains ou en bâtonnets.

2. *Les amphiboles migmatitiques.*

Ces roches contiendront toujours du quartz en faible proportion, surtout dans les faciès peu évolués. Ce quartz pourra provenir d'une recristallisation des résidus de polyèdres ou d'un apport siliceux limité.

Les minéraux essentiels seront représentés par les plagioclases et l'amphibole.

Le plagioclase, une andésine An_{33-40}, tendra par bourgeonnement à se cristalliser en petits phénoblastes hypidiomorphes, parfois damouritisés.

Certains seront antiperthitiques.

L'amphibole constituera toujours de gros bourgeons xénomorphes, formés au détriment d'amphiboles préexistantes, de diopsides ouralitisés et, semble-t-il, de mica biotite.

Le seul mica visible est une biotite verte à pléochroïsme brun vert accentué; une partie semble provenir de la pseudomorphose d'amphibole en biotite.

L'épidote et la zoïsite persisteront toujours, mais ces cristaux diminueront notablement.

Il apparaîtra quelquefois des cristaux de carbonate et surtout du sphène.

Comme accessoires métalliques, on trouvera la magnétite et l'ilménite et parfois la pyrite.

IV. — PLUTONITES HYBRIDES (1) DÉRIVÉES DES GNEISS ACIDES ET DES MICASCHISTES

A. — *Faciès et répartition des faciès*

Du fait d'une cristallisation préférentielle du plagioclase seul ou simultanément avec le microcline, vont apparaître dans les secteurs précédemment cités des faciès plutoniques hybrides de composition dioritique ou de composition granitique.

Ces faciès hybrides annonceront les faciès plutoniques définitifs qui, le plus souvent, aboutiront à une roche granitique du type granite calco-alcalin à tendance akéritique.

Les plutonites hybrides de composition dioritique auront en général une teinte gris sombre et une texture grenue équante. Elles constituent quelques « taches » assez importantes autour de la rivière Aboké.

La teinte dominante des plutonites hybrides à feldspaths orthoclases et plagioclases associés

(1) Le terme hybride est employé dans un sens restrictif. Il caractérise des roches à texture granitique et structure migmatitique. Ces roches ne représentent qu'un des éléments des massifs hybrides des auteurs allemands.

est rose ou rouge. Les plutonites, qui ne renferment que du microcline, auront une couleur rouge sombre; elles formeront à l'intérieur du batholite du Mayombe septentrional des taches plus ou moins extensives. Je puis citer en particulier les granites potassiques de la rivière Biwagnan, ceux de la rivière Aboké et des Diala.

De cet ensemble dépendent des roches à développement excessif de cristaux quartzo-feldspathiques, de texture pegmatitique. Je veux parler des roches improprement appelés « granodiorites de Fougamou ». Ce sont en fait des plutonites calco-alcalines à tendance akéritique.

Ces plutonites hybrides, en dehors des chutes de la N'Gounié près de Fougamou et de Sindara, vont former les contreforts orientaux du Massif du Koumouna Bouali.

Ce sont aussi les granites porphyroïdes roses et blanc cataclasés à facies alaskitique de la petite Biwagnan, sur la bordure NE du massif d'Ogoula.

Ce sont aussi les granites porphyroïdes roses et blanc cataclasés à faciès alaskitique grenues de l'Obangué le long de la piste « Lac Ezanga-Zimangandou ».

Ce sont enfin les granites hétérogènes, écrasés, de la Minloué ou de la rivière Yame dans le chaînon Lambaréné-Chinchoua.

Comme pour le massif des Monts Doudou et le massif des Eschiras N'Gossi, ces diorites et ces granites hybrides représenteront presqu'entièrement les faciès plutoniques des secteurs précités.

La texture est équante, grenue ou porphyroïde.

C. — *Pétrographie.*

La structure est engrenée ou à minéraux hypidiomorphes.

1. *Plutonites hybrides de composition dioritique.*

Sous le microscope, la composition qualitative de ces roches est la suivante :

quartz,
plagioclase andésine An_{36-40},
biotite verte ou brun rouge,
amphibole verte,
épidote et zoïsite,
sphène,
magnétite, ilménite, pyrite,
zircon.

Le quartz est en grandes plages envahissantes de grands cristaux à extinction onduleuse, le plus souvent engrenés en « sutures ».

Le quartz polyédrique a disparu. Les granoblastes d'une première cristallisation sont en voie de disparition.

Le plagioclase est une andésine, claire (si elle n'est pas damouritisée) en petits phénoblastes hypidiomorphes, avec quelques granoblastes tardifs. Cette andésine est assez souvent à antiperthites (microclines de taille et de forme très diverse).

La biotite verte ou brun rouge constitue le ferromagnésien essentiel.

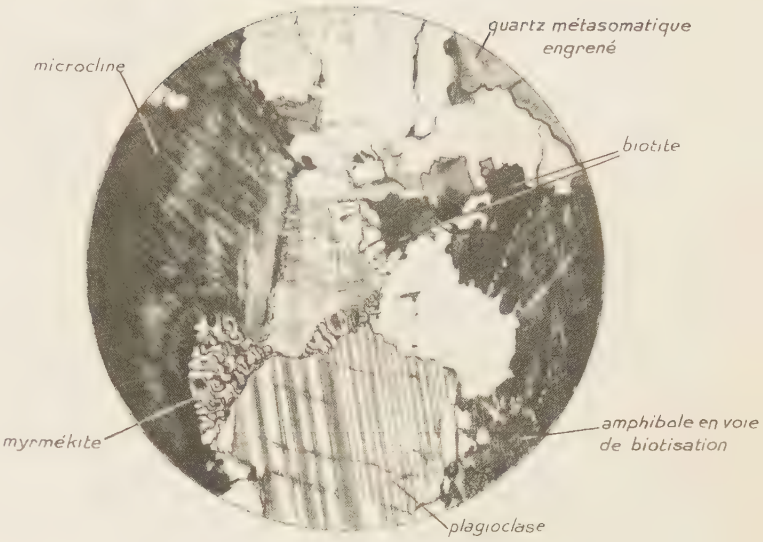
Certains faciès montrent un excessif développement de grands lépidoblastes brun rouge (petit affluent de Mamiangh) à brun vert.

L'amphibole verte est en régression très nette au profit de la biotite, cependant certains faciès sont encore très riches en amphiboles.

L'épidote et la zoïsite ne constituent plus que quelques grains résiduels. Le sphène est par contre un minéral courant en grands cristaux dont certains automorphes.

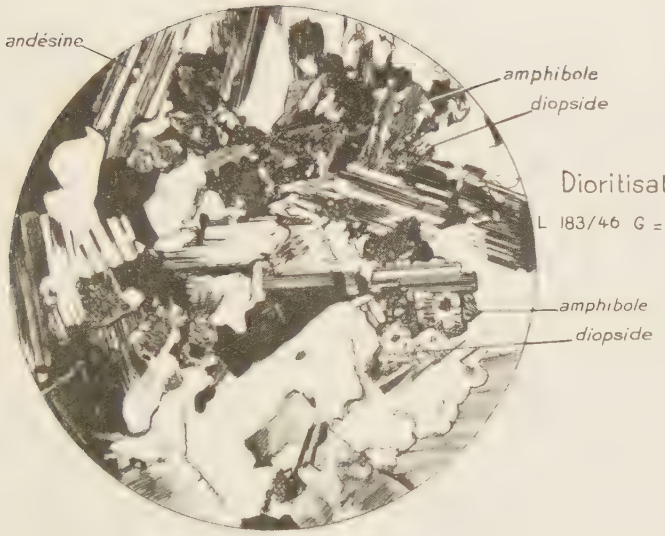
Le zircon apparaît en inclusions dans la biotite avec très souvent des auréoles pléochroïques brunes très accusées.

La magnétite ou l'ilménite sont des oxydes métalliques constants et très abondants.

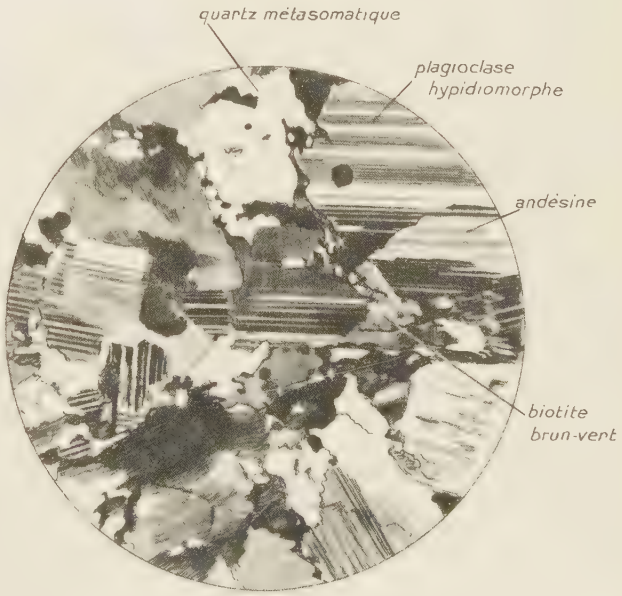


Monts de la Niébokamba
L 255/46 G = 16×

Granitisation d'une diorite



Dioritisation d'un gneiss à pyroxènes
L 183/46 G = 16×



Migmatite dioritique
L 192/46 G = 15×

2. *Plutonites hybrides de composition granitique.*

Comme les précédentes ce sont des roches à texture grenue, grossière, mais surtout porphyroïde.

La structure est engrenée.

Le quartz est en grandes plages très envahissantes. Il est à extinction onduleuse forte; ces cristaux sont très souvent engrenés aux cristaux voisins par « suture ».

L'orthoclase est un microcline en phénoblastes de tailles très diverses, depuis le granoblaste jusqu'au phénoblaste pegmatitique. Il est faculé de microlithes perthitiques d'albite.

Son caractère envahisseur est très net; il ronge les plagioclases préformés.

Ces plagioclases sont une andésine An_{30-34}, mais le plus souvent un oligoclase An_{24-30}. Ce plagioclase est limpide, bordé d'une frange de myrmékite au contact de l'orthoclase. Ils sont maclés albite et péricline et quelquefois aussi Carlsbad.

La biotite brun vert est le seul mica de la roche.

L'épidote et la zoïsite deviennent de plus en plus rares dans les faciès plutoniques de plus en plus évolués.

Par contre l'apatite et le sphène pullulent.

La magnétite, l'ilménite et le zircon sont les minéraux accessoires complémentaires courants.

Conclusion

Dans cet ensemble représenté par des diorites et des granites dérivés des roches des groupes des gneiss acides et des micaschistes, on constate que, comme dans le groupe des Monts Doudou, la plutonisation s'effectue suivant deux processus chimiques différents et plus ou moins associés :

— La dioritisation;

— La granitisation.

Dans l'évolution plutonique des roches de ces groupes, la dioritisation semble constituer un stade transitoire et préliminaire pour faciliter la granitisation de bancs mélanocrates riches en ferromagnésiens (amphiboles, pyroxènes ouralitisés, micas).

Cette dioritisation semble se faire par « reconstitution » du plagioclase anté-saussuritisation en utilisant tous les éléments chimiques contenus dans la roche rétromorphosée.

Cette dioritisation semble débuter par une phase d'amphibolitisation, plus sensible dans le groupe des micaschistes où les plagioclases ont été fortement saussuritisés. Dans ce groupe des micaschistes on constate une poecilitisation progressive des plagioclases xénomorphes paléogènes, avant que débute le bourgeonnement des plagioclases néogènes. D'ailleurs ces derniers se développeront non seulement aux dépens des anciens plagioclases mais aussi au détriment des amphiboles bourgeonnantes. Dans le groupe des gneiss, l'amphibolitisation est surtout sensible dans la transformation de pyroxènes, du type diopside, en amphibole. Mais il n'est pas impossible, je pense même que c'est vraisemblable, que les amphiboles se soient en outre accrues aux dépens des anciens plagioclases.

Ce processus de la dioritisation se termine par la formation de roches de composition dioritique, riches en quartz, moyennement en biotite, pauvres en amphibole sinon dépourvues de ce dernier minéral.

Dans les couches leucocrates se développe directement le processus de la granitisation par bourgeonnement de cristaux feldspathiques orthoclasiques, en l'occurence du microcline, et par un bourgeonnement très envahissant de quartz.

Cette granitisation ne semble intervenir que difficilement au stade de l'amphibolitisation alors qu'elle se superpose facilement au stade dioritique.

Ces deux phases apparemment divergentes au départ tendent à former un même ensemble de roches granitiques de composition calco-alcaline et de type akéritique et localement des granites alcalins de faciès alaskitiques.

V. — MIGMATITES DÉRIVÉES DU GROUPE DES GNEISS A PLAGIOCLASES BASIQUES

A. — *Faciès et répartition des faciès.*

Les faciès métasomatiques à texture planaire, à cristaux porphyroïdes souvent pegmatitiques, vont plus facilement se reconnaître dans les faciès leucocrates de gneiss à biotite que dans les faciès malgachitiques de gneiss à pyroxènes.

Ce bourgeonnement des phénoblastes feldspathiques en gros yeux leucocrates dans la trame équante fine des gneiss plagioclasiques s'observera sur le terrain mais il semble que ces gneiss passent plus rapidement à des faciès plutoniques hybrides pour lesquels, par contre, la gamme d'hétérogénéité sera plus vaste.

Je pense toutefois qu'en dehors du facies œillé, on peut considérer comme migmatites des gneiss à pyroxènes transformés en pyroxénites amphiboliques ou en amphibolites pyroxéniques (Niébokamba; Douvi). En effet ces roches à texture équante grossière montrent des cristaux d'amphibole verte ou de diopside d'un diamètre de 4 à 12 mm, par développement excessif des cristaux ferromagnésiens.

Par ailleurs la transformation de ces roches à pyroxènes s'accompagne très souvent d'une production intense de grenats (rivières Niongo et Douengui).

De plus, il est possible que les accidents alumineux, les sillimanitites à corindon et rutile, (cités par B. Brajnikov (1933) dans la rivière Bendolo au pied du Mont Dikaki et par moi-même (1950) dans la même région, près de la rivière Momou, petit affluent de la Ngounié) proviennent de réactions métasomatiques dans les zones profondes, lors de la modification chimique de gneiss biotite ou de gneiss à pyroxènes.

Ces divers faciès vont se localiser dans des régions bien déterminées.

On les trouvera sur le flanc occidental du massif des Monts Doudou : dans les têtes de petites rivières (Moukiama) qui s'écoulent vers la lagune Dogo, aux sources ou le long de quelques affluents rive gauche du Rembo N'Dogo (Niongo, Douengui, Douvi).

On les rencontrera plus facilement dans la vaste zone qui s'étend depuis la Boamba au Sud, et prend en écharpe l'Obangué oriental, jusqu'à la grande Bendolo, en embrassant une grande partie du massif du Koumouna Bouali.

Enfin ils seront visibles dans le chaînon Lambaréné-Chinchoua dans les collines irriguées par la rivière N'Soum, l'Oton N'Gui, la Mong Banga et la Banga.

B. — *Pétrographie.*

Les migmatites de gneiss à biotite auront des textures porphyroïdes à grox yeux globuleux ou à cristaux hypidiomorphes plus ou moins pegmatitiques.

La structure sera engrenée en puzzle. Cette structure semble être la conséquence d'une isogranulométrie initiale de ses constituants, qui se sont ensuite emboîtés les uns les autres comme les éléments d'un puzzle. Elle apparaît comme spécifique dans la migmatisation des gneiss à pyroxènes.

a) *Faciès migmatitiques leucocrates*

Le quartz granoblastique est engrené en puzzle et forme assez souvent de fines cloisons autour des phénocristaux pegmatitiques de feldspath.

Le microcline est frais, à quadrillage chatoyant. Il est perthitique; parfois cette perthite

GROUPE DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

Processus d'évolution des ferromagnésiens :
Amphibolitisation des pyroxènes

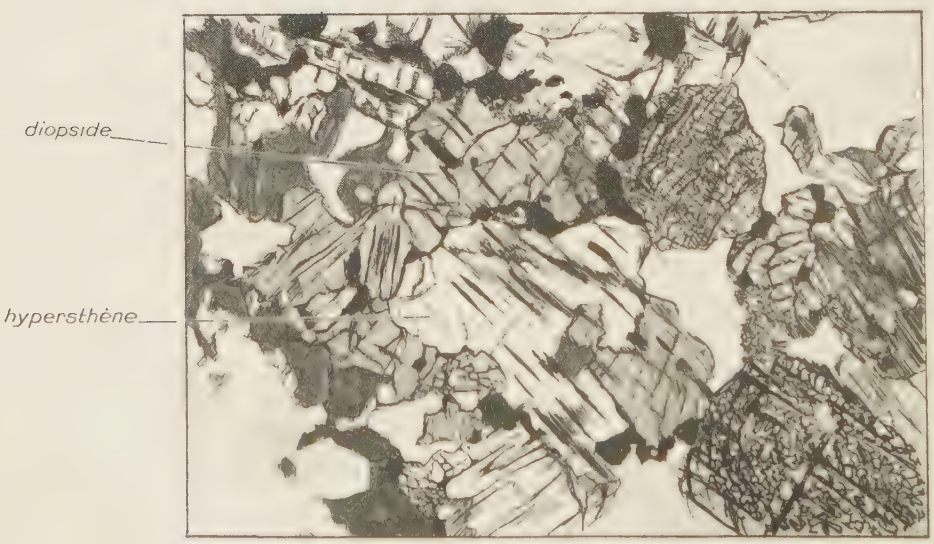
L 179ª / 46 G : 32x

GROUPE PLUTONIQUE DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

Pseudomorphose hypersthène en diopside

L 52 / 48 G : 32×

Schilleritisation continue dans le diopside



L.174/46 G : 32×

est tigrée (source de la Moukiama). Il a toujours un caractère nettement agressif et corrodant vis à vis des plagioclases et de la trame résiduelle.

Le plagioclase souvent une andésine An_{30-36} est à antiperthites de microcline.

La biotite est brun rouge, étirée, effilochée et souvent disposée en couronne autour des plagioclases.

La pyrite et la magnétite sont des cristaux métalliques assez courants.

Il vient s'y ajouter dans le secteur du Rembo N'Dogo des phénoblastes de grenat qui semblent s'accroître comme les plagioclases : orientation de la trame autour du phénocristal de grenat.

Les faciès plagioclasiques à andésine An_{36-40} ne contiennent pas de microclines, sauf sous la forme de microlithes antiperthitiques. On distinguera les migmatites dioritiques quartzites à biotite seule et les migmatites dioritiques à biotite et amphibole verte. Les secondes semblent correspondre à un terme intermédiaire et au passage de facies migmatitiques pyroxéniques aux faciès dioritiques à biotite seule.

b) *Faciès migmatitiques mélanocrates à pyroxènes*

Ce faciès est le plus intéressant car il peut nous permettre de nous rendre compte du processus évolutif de la plutonisation à partir des gneiss à pyroxènes.

La texture sera équante, parfois avec des yeux phénoblastiques.

Le quartz est à l'origine peu abondant ou absent. Il ne semble en tous cas guère intervenir dans les processus primitifs de métasomatose.

Le plagioclase est une andésine à teneur en anorthite à peu près voisine de An_{46}. Il est toujours caractérisé par son aspect frais, aux macles toujours bien visibles. Les cristaux sont granoblastiques, xénomorphes, emboîtés, avec apparition très locale d'un petit phénoblaste.

L'hypersthène, le pyroxène orthorhombique, est schilléritisé.

Il se pseudomorphose en diopside. Cette pseudomorphe est prouvée par de nombreux examens microscopiques. En particulier on constate que la schilléritisation suivant le clivage g^1 se poursuit dans le noyau bourgeonnant de diopside.

Ce diopside passe à une amphibole verte très pléochroïque xénomorphe, mais parfois automorphe.

L'amphibole verte elle-même se transforme en une biotite brun rouge.

L'évolution progressive hypersthène-diopside-amphibole est antérieure au développement du plagioclase, car on constate dans certains cas que ces processus successifs, sur un même cristal, se retrouvent en poecilithes dans le plagioclase néogène.

D'autre part au contact amphibole-plagioclase, on remarque une sorte de myrmékitisation : apparition de vermicules de quartz en franges dans l'amphibole verte.

La biotite a toujours un aspect de fraîcheur, dû à la néocristallisation.

Ces roches contiennent toujours une assez forte proportion d'oxydes métalliques.

Dans un stade plus évolué, appartenant déjà aux types plutoniques hybrides, les ferromagnésiens sont réduits à des amas étirés plus ou moins déchiquetés, compressés entre les phénoblastes hypidiomorphes d'andésine.

C'est au stade migmatites, à résidus ou sans résidus d'hypersthène, à diopside-amphibole-biotite brun rouge, que l'antiperthite, molécule orthosique contenue dans le plagioclase, semble apparaître.

C'est à ce même stade que cristallisent les grenats.

Dans un échantillon provenant d'une des collines au NE de Bongo, j'ai trouvé un spinelle à reflets verts, qui est peut-être du pléonaste ou de l'hercynite — dont la présence pourrait résulter des diverses pseudomorphoses de l'hypersthène occasionnant un départ d'éléments chimiques.

Ces divers stades correspondent aux gneiss ou migmatites à diopside, amphibole, biotite; gneiss ou migmatites à amphibole et biotite, etc.

VI. — LES PLUTONITES HYBRIDES DU GROUPE DES GNEISS BASIQUES

A. — *Faciès et répartition des faciès*

Bien que mélangés aux migmatitiques de ce groupe, les plutonites hybrides vont constituer l'essentiel du matériel.

— dans la plupart des collines, qui bordent le Rembo N'Dogo sur le flanc occidental des Monts Doudou;

— dans la majeure partie des hautes collines (Monts Moukani, Divino, Baviya) d'où dévalent les différents tributaires de la Niébokamba;

— dans une grande partie du Massif du Koumouna Bouali, irrigué par les Obangué occidentale et orientale et par la Bendolo.

Ces plutonites hybrides, dérivées en partie de gneiss à hypersthène, n'ont pas donné de « roches charnockitiques » vraies car il ne se forme pas de granites à feldspaths potassiques et hypersthène, caractéristiques de cette série plutonique.

Par contre, elles ont réalisé des roches plutoniques très comparables à celles du groupe précédent : les unes de composition dioritique; les autres, les plus importantes, de composition granitique. Les termes ultimes, des granites potassiques très riches en microcline, se remarqueront en particulier dans le bassin de la Siloungou, un affluent de l'Obangué.

B. — *Pétrographie.*

Ce sont des roches de texture grenue grossière au faciès gris sombre pour les diorites quartziques hybrides, au faciès rouge ou rose foncé pour les granites potassiques ou calco-alcalins.

La structure engrenée est essentiellement remplacée par une structure à cristaux hypidiomorphes.

1. *Les diorites quartziques hybrides.*

Le quartz est bien plus abondant que dans les faciès migmatitiques. Il peut constituer de grands cristaux tardifs, corrodant les phénoblastes de plagioclases.

Les plagioclases sont en petits phénoblastes isogranulaires et presque toujours hypidiomorphes. Ils sont souvent antiperthitiques.

La biotite est d'un ton brun rouge ou d'un brun vert très accentué.

L'amphibole verte, bien pléochroïque, parfois automorphe, n'est pas toujours présente.

Le diopside est en voie de disparition. L'hypersthène a complètement disparu.

L'apatite cristallise très souvent en cristaux automorphes surtout dans la région de la Douvi et de la Douengui.

Les oxydes métalliques et la pyrite sont très courants.

Le grenat est un accessoire constant dans les faciès du Rembo N'Dogo.

2. *Les granites calco-alcalins hybrides.*

Le quartz est en gros cristaux granoblastiques engrenés en puzzle ou en grands cristaux à extinction onduleuse et envahissants.

Les plagioclases, souvent hypidiomorphes, antiperthitiques, sont frangés de myrmékite. Ces plagioclases ont approximativement une teneur de An_{30} dans la partie occidentale des Monts Doudou (Bassin du Rembo N'Dogo).

Le microcline à perthites fusiformes a un caractère très nettement envahissant.

GROUPE DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

Processus d'évolution des ferromagnésiens : hypersthène à biotite

Pseudomorphose
hypersthène → diopside → amphibole

L 189/46 G: 32x

hypersthène + diopside

amphibole

Pseudomorphose
Diopside → amphibole → biotite

magnétite

L 175/46 G 32

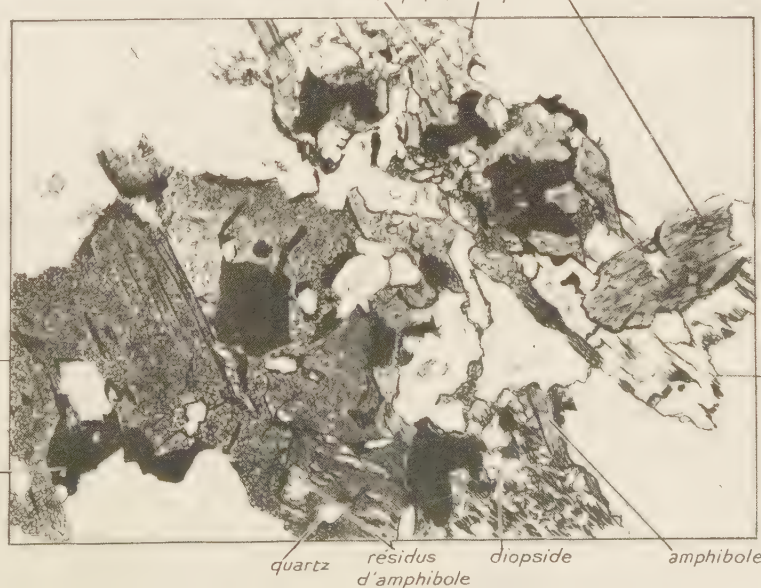
biotite

amphibole

biotite

magnétite

Pseudomorphose
diopside → amphibole → biotite



L 189/46 G: 32x

biotite

magnétite

biotite

quartz

résidus d'amphibole

diopside

amphibole

La biotite est brun rouge en petits cristaux recristallisés dans les espaces laissés libres par le bourgeonnement quartzo-feldspathique.

L'apatite est un minéral assez constant.

Les grains de magnétite sont très nombreux. La pyrite peut être xénomorphe ou automorphe.

Dans certains faciès de transformation des diorites en granites par envahissement du microcline, on observe encore du diopside et de l'amphibole verte.

3. *Les granites potassiques hybrides.*

Ils ont été reconnus sur la Biwagnan et dans le Siloungou.

Le quartz à extinction onduleuse moule et ronge de grands cristaux plus ou moins hypidiomorphes de microcline les uns perthitiques, les autres à simple quadrillage chatoyant.

La biotite brun vert ou brun rouge est le seul minéral ferromagnésien.

Les oxydes métalliques sont en forte proportion.

C. — *Conclusion*

On constate donc que, dans ces zones profondes, les gneiss basiques et plus particulièrement les gneiss à pyroxènes ont une évolution tout à fait particulière. La granitisation, c'est-à-dire la cristallisation de minéraux potassiques réalisant une acidification du milieu, ne peut directement se faire.

Pour être granitisés, les gneiss à pyroxènes doivent passer par toute une série de stades :

— transformation de l'hypersthène en diopside, avec départ de minerais métalliques (schilléritisation),

— transformation du diopside en amphibole,

— transformation de l'amphibole en biotite.

La transformation de l'hypersthène en diopside est une pseudomorphose car on retrouve dans le diopside, au moins au début, les mêmes clivages de l'hypersthène avec continuation de la schilléritisation du cristal paléogène (hypersthène) jusqu'à l'intérieur du cristal néogène (diopside). Cette transformation est une véritable métasomatose car pour passer de l'hypersthène au diopside il faut faire intervenir un apport de chaux.

Ce diopside n'est qu'un stade transitoire, car ce pyroxène semble se transformer presque immédiatement en amphibole verte. C'est ce que prouve la pseudomorphose diopside-amphibole, sous lames minces, avec des résidus irréguliers de diopside dans l'amphibole de transition.

Ce stade amphibole apparaît lui-même comme un stade transitoire, car il se forme à partir de cette amphibole verte une biotite riche en fer et en titane : la biotite à pléochroïsme brun rouge.

Dès que le stade amphibole est avancé, on constate que conjointement, bourgeonnent des plagioclases frais, bien maclés, à teneur en anorthite supérieure à An_{40}.

Ces plagioclases grandissent par le processus habituel en se gonflant comme un ballon et en éliminant autour d'eux les produits non utilisés de leur digestion. Ces produits rejetés recristallisent au fur et à mesure en cristaux de plus en plus petits et les cloisons qui séparent les granoblastes en développement s'amenuisent peu à peu.

Au cours de cette digestion des éléments chimiques de la trame par les plagioclases, on assiste, dans l'amphibole en voie de poecilitisation à un phénomène comparable à la myrmékite : production de granules vermiformes de quartz au contact amphibole-plagioclase.

Lorsque la teneur en amphibole paraît plus faible, lorsque l'hypersthène a disparu et que le diopside est en voie de régression, on constate que les plagioclases se chargent en antiperthites (microline).

L'apparition en définitive de feldspaths potassiques ne semble possible que si la teneur en

Ca, Mg et Fe diminue ou du moins si ces radicaux ont été mobilisés pour la formation de minéraux nouveaux.

Les minéraux nouveaux sont la biotite et une quantité très importante de magnétite et d'ilménite.

Ces oxydes sont des produits constants d'expulsion au cours de la métasomatose et vont recristalliser en grains xénomorphes ou automorphes.

Le quartz n'apparaît, semble-t-il, que dans un stade où se manifesterait un appauvrissement en minéraux lourds (pyroxènes et amphiboles).

Jusqu'ici ce minéral avait été négligeable, même au cours de la phase diopside-amphibole, soit qu'il se trouve en solution dans les autres minéraux, soit qu'il n'apparaisse qu'en rares cristaux épars.

La venue de la silice semble coïncider avec la transformation de la structure : développement de l'engrènement en puzzle. Puis le quartz bourgeonne, devient envahissant et ronge les cristaux de plagioclases hypidiomorphes.

Pour une raison ignorée et qui est vraisemblablement le maintien dans une zone où la potasse est instable, si les minéraux feldspathiques potassiques ne peuvent se manifester que sous l'aspect d'antiperthites dans les plagioclases, se déclanche une « reprise » du bourgeonnement des plagioclases rongeant cette fois-ci le quartz primitivement envahissant.

La roche prend une structure à minéraux hypidiomorphes (plagioclases essentiellement). Le quartz et la biotite, ainsi que quelques résidus d'amphiboles occupent les espaces laissés libres par le bourgeonnement des plagioclases en phénoblastes hypidiomorphes; la biotite prend sa forme cristalline micacée, l'amphibole est xénomorphe et le quartz moule les cristaux.

La roche ainsi formée est une diorite quartzique à biotite avec ou sans résidus d'amphibole.

Si ces conditions de stabilité chimique et thermodynamique ne peuvent s'effectuer, se réalise alors la phase dite de granitisation. La stabilité des éléments potassiques permettra le développement des feldspaths orthoclasiques : les microclines.

Au cours de cette phase, il semble que le « bouillonnement cristallin » soit complètement déréglé. Certains phénoblastes feldspatiques atteignent des tailles anormales et créent des « bouffées pegmatitiques », roches à texture porphyroïde avec cristaux feldspathiques pegmatitiques.

Au cours de cette phase on constate un véritable envahissement minéral et par les cristaux potassiques et par les cristaux de quartz.

Cet envahissement est d'autant plus sensible que la roche de composition dioritique est plus pauvre en ferromagnésiens. Ce pullulement de cristaux aboutit cependant à un équilibre. Il entraîne la formation comme termes ultimes, de roches granitiques potassiques de faciès alaskitique : elles ne sont composées que de microclines, de quartz et de très rares biotites (très résiduelles). En termes intermédiaires se placent des granites calco-alcalins de type akéritique; ils contiennent des cristaux hypidiomorphes de microcline et de plagioclase (à teneur en anorthite voisine de An_{30}) et sont relativement riches en biotite.

CHAPITRE III

LES GRANITES ET LES DIORITES DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

A. — *Faciès et répartition des faciès*

Les termes ultimes de cette métasomatose calco-sodique et potassique vont être représentés par des roches, à faciès grenu relativement grossier, très localisées au sein des diorites et granites hybrides.

En fait on ne rencontrera guère ces formes ultimes que dans le Massif du Koumouna Bouali (hauts bassins de la Bimboti, du Davo, de l'Obangué et de la Bendolo).

Les roches dioritiques se présentent avec la même teinte gris sombre des faciès hétérogènes, mais leur texture grenue est plus régulière et, dans la masse de la roche, les paillettes de biotite sont beaucoup plus disséminées.

Les granites ultimes sont des roches hololeucocrates, presque toujours très potassiques. Ils ne seront formés presque exclusivement que de feldspaths et de quartz (faciès alaskitique). Ceux qui ont été réalisés en zones profondes auront de préférence des teintes rouge sombre; au contraire, ceux qui ont été produits dans des zones moins profondes se présenteront avec des teintes rose clair à fond laiteux.

B. — *Pétrographie*

1. *Les diorites.*

La composition qualitative de ces roches sera la suivante :

quartz en faible quantité,
plagioclase andésine (supérieure à An_{30}).
biotite à pléochroïsme brun rouge ou brun vert en très faible quantité,
amphibole (très rare),
apatite,
sphène (dans les faciès dérivés des gneiss acides et des micaschistes).

Sous le microscope la roche apparaît comme constituée par de grands cristaux hypidiomorphes de plagioclase, avec ou sans antiperthites, et localement moulés par du quartz.

Dans les anciennes cloisons résiduelles, la biotite a recristallisé. Dans ces mêmes cloisons

résiduelles se réfugient l'apatite, le sphène et quelquefois de l'amphibole et des oxydes métalliques.

2. *Les granites.*

La composition qualitative de ces roches sera la suivante :

quartz,
microcline,
avec ou sans plagioclases,
biotite à pléochroïsme brun rouge ou brun vert,
apatite (rare),
sphène (assez rare, seulement dans les variétés dérivées des gneiss acides et des micaschistes),
oxydes métalliques et parfois un peu de pyrite.

L'examen microscopique montre que ces roches sont essentiellement formées :

— *de quartz* moulant les autres cristaux et en quantité notablement plus importante que dans les diorites,

— *de microcline* en cristaux hypidiomorphes ou xénomorphes.

Dans certains granites s'ajoutent quelques plagioclases hypidiomorphes : soit un oligoclase voisin de An_{20}, soit une albite An_{2-6} (rivière Bimboti).

Dans ces granites potassiques ou calco-alcalins subsiste un peu de biotite en grands cristaux recristallisés dans les espaces laissés libres par le bourgeonnement quartzo-feldspathique. On rencontrera quelquefois un peu de sphène et d'apatite et assez souvent des oxydes métalliques, plus rarement de la pyrite.

C. — *Age du plutonisme du Mayombe septentrional*

Sur ce substratum plutonisé du Mayombe septentrional reposent des grès-quartzites, parfois feldspathiques (rivière Biwagnan; collines du Massif d'Ogoula). Leur faciès et leur structure sont très comparables à ceux des grès-quartzites des collines de la Ouégui et de la Moualou (Moyen-Congo).

Ces grès-quartzites ne constituent plus que les lambeaux de couverture d'une série discordante sur le substratum. Le type peut en être pris dans les premières collines du flanc occidental du Massif d'Ogoula (entre le lac Ezanga et la route de Lambaréné-Fougamou) et sur la rivière Biwagnan à proximité de cette route (km 33).

Pour cette raison, nous caractériserons cette série sous le nom de *Série d'Ogoula*. C'est l'équivalent très probable de la base de la Série de la Banza du Système des Monts Bamba.

L'antériorité de ce plutonisme par rapport aux grès-quartzites de cette série est prouvée par la présence dans ces roches de quelques feldspaths détritiques, microcline ou plagioclase, provenant de ce pluton.

Par contre la contemporanéité de ce plutonisme avec le pluton mayombien des Monts Doudou ou sa postériorité au Prémayombien sont difficiles à préciser en l'absence de critères stratigraphiques. On ne connaît jusqu'ici aucun niveau conglomératique repère; par ailleurs j'ai signalé que les relations stratigraphiques entre les différents lambeaux métamorphiques du Mayombe septentrional sont difficiles à établir.

En conséquence les rapports de ces roches métasomatisées avec les roches des systèmes définis dans les régions plus méridionales deviendront difficiles sinon impossibles à prouver dans l'état actuel des choses. On ne peut avoir que des présomptions.

La présence de roches de composition dioritique, au faciès d'anorthosites quartziques rétromorphosées prémayombiennes, inclinerait à penser que les faciès, dérivés des Groupes des micaschistes et des gneiss acides, sont contemporains de la formation de ceux du Groupe des Monts Doudou. On peut donc supposer que les processus de métasomatose de ce pluton du Mayombe septentrional se sont effectués dans le socle prémayombien.

Les roches du Groupe des chloritoschistes de « l'enclave des Monts de Zilé » paraissent n'avoir supporté qu'une métasomatose sodique comme la série mayombienne de la Loukoula. On peut donc là encore présumer que les métasomatoses potassique et calco-sodique n'ont agi que dans le socle prémayombien par « réactivation ».

Ces arguments sont de faible valeur, mais ils permettent tout de même de supposer que les transformations en zones profondes de ce socle prémayombien ne se sont achevées qu'au cours du cycle mayombien.

CHAPITRE IV

TECTONIQUE

Deux directions tectoniques dominantes, perpendiculaires l'une à l'autre, alignent les couches des divers septa de ces quatre groupes cristallophylliens du Mayombe septentrional :

— une direction mayombienne, 320 à 340 N_m;

— une direction prémayombienne, NE 20 à 40° N_m.

Des directions secondaires, subméridiennes ou subéquatoriales, conjuguées avec les premières, résultent de virgations et de torsions locales des deux directions principales.

Dans l'enclave des Monts de Zilé, les faciès du Groupe des chloritoschistes ne sont alignés que sur une seule direction : la direction mayombienne. Par contre dans cette même enclave les faciès du Groupe des micaschistes comportent à la fois ces deux directions principales et des orientations secondaires subméridiennes. Ce bloc métamorphique est d'autre part compartimenté par de grandes failles longitudinales, mayombiennes, et par des failles transversales courtes, prémayombiennes.

Il semblerait donc que, dans ce bloc enclavé des mots de Zilé, plus ou moins induré, se soient contrariés les deux alignements tectoniques principaux, en se superposant l'un à l'autre. Des fracturations importantes auraient été la conséquence de cet antagonisme et auraient facilité l'infiltration de filons.

Bien que les lambeaux cristallophylliens soient relativement réduits dans le Massif du Koumouna Bouali, fortement plutonisé, ces septa sont nettement orientés suivant la direction prémayombienne, avec très localement des virgations d'alignement mayombien (migmatites de la Bendolo, sous direction mayombienne 340 N_m).

Par contre, dans le chaînon Lambaréné-Chinchoua, on constate un net et irrésistible entraînement des septa et de leurs migmatites à se plisser suivant la direction mayombienne. Des résistances locales vont se traduire par des orientations subméridiennes ou équatoriales.

En effet les micaschistes et les gneiss acides à deux micas ou amphibole, encore alignés NE 10 à 20° entre Lambaréné et la rivière N'Zobang, montrent un net fléchissement vers le NO entre la Minkol-Minkol et la Miame. Ce fléchissement s'accentue en se rapprochant de l'ancien poste de Chinchoua et dès la rivière Tseng, affluent du Remboué. Presque toutes les directions notées sont mayombiennes : 315-325 N_m.

Ainsi donc, la plutonisation ayant effacé les dicordances stratigraphiques, ce complexe du Mayombe septentrional ne forme plus qu'un seul ensemble. La complexité de ses alignements tectoniques ne peut traduire, à mon avis, que la superposition de deux orogènes plissés (mis en évidence dans des régions plus méridionales) :

— *L'orogène prémayombien,*

— *L'orogène mayombien.*

CHAPITRE V

RELATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

1. Relations avec le Massif du Chaillu (Coupure Port-Gentil Est)

En utilisant l'ancien terme de B. Choubert (1947), J. Cosson (1956-1958) a groupé dans le *Système de l'Ogooué* tout un ensemble cristallophyllien, depuis des gneiss à biotite et microcline jusqu'à des phyllades. Ce Système de l'Ogooué est antérieur à un autre ensemble, moins métamorphique (grès-quartzites, schistes, argilites, dolomies) qu'il a appelé le *Système intermédiaire*. Ce dernier système, qui repose en discordance sur le premier, serait l'équivalent du Système des Monts Bamba, dans la Chaîne du Mayombe, et du Francevillien, sur la bordure orientale du Massif du Chaillu.

A l'intérieur de ce Système de l'Ogooué, J. Cosson n'a établi qu'une succession zonéographique, qu'il estime de valeur très probablement stratigraphique. Ce système comprend trois zones (ou groupes cristallophylliens) superposées l'un à l'autre en parfaite concordance et qui sont les suivantes du haut en bas :

La *Zone à chlorite et muscovite* ou *Groupe des Phyllades* comporte essentiellement des phyllades et des quartzophyllades, en position synclinale au milieu des faciès à deux micas de la zone suivante;

La *Zone à deux micas* ou *Groupe d'Etéké* est essentiellement constituée d'amphibolites, auxquelles s'ajoutent des micaschistes à un ou deux micas, des quartzites et des gneiss;

La *Zone à biotite et microcline* ou *Groupe de Pounga* rassemble des roches (gneiss à microcline, biotite et parfois amphibole) à degré de métamorphisme élevé et que J. Cosson considère voisin de la base de la Zone des gneiss inférieurs de J. Jung et M. Roques.

Notre succession zonéographique semble pouvoir se paralléliser en grande partie avec ce Système de l'Ogooué.

Je pense qu'on peut facilement établir une équivalence non seulement zonéographique mais vraisemblablement stratigraphique entre le Groupe des phyllades de J. Cosson et notre Groupe des chloritoschistes. Ils comportent l'un et l'autre des faciès pélitiques, un métamorphisme et une position zonéographique homologues. J. Cosson note que les seules manifestations de plutonisme, observées au sein du Groupe des phyllades, sont marquées par des filons de quartz. Ceci tiendrait à son avis, au fait que les couches de phyllades et de quartzophyllades étaient situées trop haut pour être atteintes par la granitisation.

Au Mayombe septentrional se sont affirmées par contre des tendances plus marquées à une manifestation du plutonisme, puisqu'une métasomatose sodique affecte notre Groupe des chloritoschistes.

Le même parallélisme semble pouvoir s'établir entre le Groupe d'Etéké et le Groupe de Pounga de J. Cosson et nos Groupes de micaschistes et de gneiss acides et peut-être une partie de notre Groupe des gneiss basiques.

Une différence importante résidera dans le fait que J. Cosson constate une superposition concordante des différents Groupes (et de leurs faciès) orientés sur le même alignement NS. Par contre au Mayombe septentrional se manifeste une nette opposition des alignements tectoniques entre le Groupe des chloritoschistes et les autres groupes.

Il semblerait que les conditions de sédimentation, dans la partie du Massif du Chaillu étudiée par J. Cosson, puissent se comparer à celles du Mayombe au Bas-Congo belge : zone de sédimentation continue où le substratum peu induré et sa couverture se confondent et subissent la même phase majeure de plissement. De ce fait j'estime que le matériel ancien du Chaillu « repris » aurait acquis l'orientation NS lors du plissement de la couverture (le Groupe des phyllades).

Aux faciès de métamorphisme banal, J. Cosson rattache des faciés métasomatiques divers : gneiss à biotite à petits yeux de plagioclases régulièrement répartis dans la roche; gneiss à tendance rubannée; gneiss rubannés à grain fin. A ces migmatites des deux groupes d'Etéké et de Pounga s'associent d'autre part :

— un granite hétéromorphe en gisement concordant,

— un granite homomorphe en gisement discordant; (localisé aux aires d'affleurements des faciès normaux à deux micas et des faciès migmatitiques du Système de l'Ogooué).

Le granite hétéromorphe est un granite à structure migmatitique de microclines envahissants et à faciés akéritique moins fréquent que le faciès alcalin suborthosique. Ce granite bien développé vers le bassin de l'Ikoy et vers M'Bigou vient, d'après J. Cosson, mourir dans les formations du Système de l'Ogooué. Il est très comparable à nos faciès de granites et de diorites hybrides du Mayombe septentrional; par ailleurs des relations de continuité s'observent dans la région de Fougamou et de Sindara.

2. Relations avec les monts de Cristal du Gabon septentrional (Coupures Libreville Ouest et Est)

Au Gabon septentrional, M. Aubague et J.-J. Hausknecht ont classé toutes les formations cristallophylliennes, migmatitiques et plutoniques, antérieures à la Série de Boué-Achouka (équivalente de la Série de Franceville ou du Système intermédiaire de J. Cosson) en deux Groupes :

— *le Groupe supérieur,* dont ils font l'homologue du Système de l'Ogooué de J. Cosson et qu'ils subdivisent en deux séries superposées. Ces séries sont les suivantes du sommet à la base :

— la Série de N'Djolé de B. Choubert,

— la Série de l'Okano.

La Série de N'Djolé est constituée par des roches à métamorphisme épizonal : chloritoschistes, séricitoschistes, schistes graphiteux et quartzites cristallins.

Ce sont les mêmes faciès que nous observons dans le Groupe des chloritoschistes du Complexe du Mayombe septentrional et dans la Série de la Loukoula du Système du Mayombe.

La série de l'Okano comprend toute une série de faciès métamorphisés dans la zone des micaschistes. Elle se décompose en :

— *une zone supérieure* à schistes, à psammites sériciteux et passées graphiteuses;

— *une zone moyenne* à quartzites, micaschistes quartzeux à deux micas ou biotite seule et souvent à grenats;

— *une zone inférieure* de micaschistes caractérisés par la présence de staurotide et de disthène.

Cette Série de l'Okano pourrait se paralléliser avec notre Groupe des micaschistes, mais

les roches de cette série contiennent des minéraux et des faciès métamorphiques que nous n'avons jamais observés.

— *le Groupe inférieur* qui est appelé *Complexe de base* par M. Aubague et J.J. Hausknecht, comporte :

— *des paraectinites* (gneiss leucocrates plagioclasiques à oligoclase An_{10-25}, à biotite, muscovite et parfois à hornblende verte; leptynites et amphibolites à hornblende verte et andésine An_{30-40});

— *des quartzites ferrugineux* associés aux amphibolites et gneiss;

— *des gneiss et leptynites à pyroxènes,* amphibolites et pyroxènites (diopside et hornblende) feldspathiques;

— *des orthoectinites* (métadolérites);

— *des ectinites métasomatiques,* qui résultent de la transformation des roches précitées par l'apparition dans leur trame de néocristaux qui tendent à se développer en phénocristaux. Ces migmatites aboutissent à un ensemble plutonique comprenant des granites, des diorites quartzifères et des pegmatites. D'après M. Aubague et J.J. Hausknecht la plutonisation n'aurait affecté que le Complexe de base des Monts de Cristal.

Nous n'insisterons pas sur la parenté de faciès entre nos groupes de gneiss acides et de gneiss basiques du Complexe du Mayombe septentrional et les différents faciés du Complexe de base des coupures Libreville.

Nous ferons remarquer par contre qu'on ne peut qu'être frappé par certaines similitudes tectoniques entre les formations du Mayombe (Système du Prémayombe, Système du Mayombe et Complexe du Mayombe septentrional) et les formations des Monts de Cristal.

Dans leur Complexe de base, ces deux auteurs signalent : d'une part la constante conjugaison de deux directions orthogonales, dont l'une semble primitive et effacée et l'autre surimposée et dominante; d'autre part l'allure des plis isoclinaux, qui sembleraient correspondre à deux périodes de mouvement du socle.

Nous avons indiqué précédemment que les directions prémayombienne et mayombienne étaient perpendiculaires et qu'elles appartenaient à deux périodes distinctes de mouvements du socle et à deux orogénèses séparées; cette hétéroaxie persiste dans les trois groupes inférieurs du Complexe du Mayombe septentrional.

S'il apparaît une hétéroaxie dans le Complexe de base de ces auteurs, par contre la structure tectonique de la Série de l'Okano présente une régularité monoaxiale. Les lignes tectoniques de cette série viennent s'articuler autour du môle d'Ebèle, boutonnière du socle au milieu des micaschistes de cette série.

Le soulèvement de ce socle aurait repoussé et déterminé un déversement vers le NE (de style mayombien) des micaschistes de la Série de l'Okano. La bordure orientale de ce bassin de l'Okano montre en effet des pendages normaux et régulièrement inclinés vers le SO. Les auteurs ajoutent que doivent se superposer des chevauchements et des déversements des différentes couches de cette série sur le socle.

Il est prématuré d'assimiler et d'identifier entre eux tous ces systèmes régionaux, mais il convient cependant d'en souligner les similitudes qui peuvent orienter les travaux futurs.

3. Relations avec les bassins de l'Ikoy et de la Mandjibé

B. Choubert (1946), dans le pays des Itsogo et Akélé (ou bassins des rivières Ikoy et Mandjibé) a subdivisé les différentes séries cristallophylliennes en trois séries qui sont les suivantes du sommet à la base :

— Série de N'Djolé;
— Série des laves du Kolissen;
— Série de l'Ikoy.

La Série supérieure, ou *Série de N'Djolé,* est peu métamorphique. Elle comprend des schistes phylladeux tendres; des schistes graphiteux, des quartzites chloritoïdes.

Cette série débute par un niveau conglomératique métamorphique, le *Conglomérat de la Maguengué.* Ce conglomérat renferme des galets étirés et aplatis des séries sous-jacentes : galets de gneiss, de granites, de quartzites divers, de roches talqueuses verdâtres, de métagabbros et ortho-amphibolites), de granites monzonitiques à microcline et plagioclases, biotite et muscovite secondaire. La pâte de ce conglomérat est généralement quartzitique; elle peut être faite de la trame des micaschistes augmentée d'un peu de quartz et de feldspaths.

D'après l'étude micrographique de la pâte quartzitique d'un de ces conglomérats, la structure est très analogue à celle des quartzites micacés de la Série de la Loukoula du Système du Mayombe.

Ce niveau conglomératique repose tantôt sur le socle plutonisé, tantôt sur les roches vertes, gabbroïques ou schisteuses; il indique une discordance importante et indiscutable entre les deux séries inférieures et la série de N'Djolé de B. Choubert.

La Série des roches vertes du Kolissen est un ensemble :

— *de roches basiques ortho* (gabbros, dolérites, laves) métamorphisées et même rétromorphosées;

— *de roches para* (schistes chloriteux, amphiboliques et talqueux, avec lits carbonatés et quartzeux).

La rétromorphose des roches gabbroïques est épizonale : amphibole décolorée, chlorite, talc, serpentine, épidotes et forte saussuritisation des plagioclases.

La Série de l'Ikoy est un ensemble :

— *de quartzites micacés à biotite et muscovite,* plus ou moins transformés en gneiss embréchitiques par des porphyroblastes de microcline et de quartz;

— *de micaschistes verdâtres,* à biotite, quartz et épidote;

— *de cipolins;*

— *de schistes chloriteux et graphiteux.*

La tectonique de tout cet ensemble est fort complexe.

B. Choubert fait intervenir tout un réseau de failles compliquées par de nombreux laminages.

La Série de N'Djolé, dans les bassins de l'Ikoy et de la Mandjibé, est affectée de deux directions tectoniques essentielles :

un alignement NO 30° à 20°;

un alignement NS.

Il est à remarquer que cet alignement NS est l'alignement normal des couches du Système de l'Ogooué de J. Cosson. Il se retrouve dans les synclinaux pincés et laminés de la Série de l'Oano dans la région de Makongonio (Massif du Chaillu), mais dans ce dernier cas on peut supposer que le rejeu du substratum s'est imprimé sur la série sédimentaire d'un système sus-jacent.

Le conglomérat de la Maguengué vient reposer en discordance tectonique sur la Série du Kolissen. Le premier est orienté NO 30° tandis que la Série des laves est alignée sur NO 10-15°. B. Choubert fait d'ailleurs remarquer que les alignements de la Série du Kolissen ou de la Série de l'Ikoy à proximité de la Série de N'Djolé tendent à prendre la même orientation. Précisons que les directions prémayombiennes du Prémayombien induré s'infléchissent en bordure du Mayombien et tendent à se paralléliser avec les alignements mayombiens.

La Série du Kolissen peut avoir les alignements suivants :

— alignement NE 25 à 30°;

— alignement NS;

— alignement EO.

Pour la Série de l'Ikoy, gneiss et granites associés, B. Choubert indique un alignement commun de compression ENE-OSO et une orientation générale des accidents postérieurs

aux trois séries : NS et NNO-SSE, accompagnés d'écrasements et de zones mylonitisées.

On ne peut qu'être frappé par la similitude de convergence (métamorphisme, rétromorphose, etc...) entre ces trois séries du Massif Chaillu des bassins de l'Ikoy et de la Mandjibé et les séries des Systèmes du Mayombe et du Prémayombe au Moyen Congo et au Bas Congo belge.

Je serais assez tenté :

— de paralléliser la Série de N'Djolé de ces bassins de l'Ikoy et de la Mandjibé, discordante sur les deux séries sous-jacentes, avec la Série de la Loukoula du Système du Mayombe;

— de rapprocher la Série du Kolissen avec la Série de Gangila de la région Inga-Matadi-Monolithe au Bas Congo belge;

— d'établir des relations entre la Série de l'Ikoy et certaines séries rétromorphosées du Système du Prémayombe.

Cependant le problème demeure et notre hypothèse est encore prématurée. Si quelques faits (faciès structuraux, analogies stratigraphiques) sont troublants, ils sont encore nettement insuffisants à l'heure actuelle.

On peut espérer, dans l'avenir, lorsque toutes ces régions auront fait l'objet d'études à une échelle moins élevée que le 1/500 000, qu'une stratigraphie rigoureuse permettra de rassembler en des ensembles uniques ces différentes séries et systèmes locaux.

CINQUIÈME PARTIE

LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF DU CHAILLU

INTRODUCTION

Sous la couverture transgressive et discordante du Système du Congo occidental et sous le recouvrement de la Série de l'Oano, réduite à des synclinaux pincés et effondrés, les formations plutoniques de la région de Lébamba-Divénié-M'Bigou dépendent du vaste batholite de roches hétérogènes du Massif du Chaillu.

Dans ce vaste batholite, plusieurs auteurs ont distingué deux faciès éruptifs essentiels correspondant à deux phases majeures de la plutonisation. Ces deux phases ont été appelés par R. Boineau et J. Cosson :

— la « phase grise »;

— la « phase rose ».

A la « phase grise » appartiennent des diorites quartziques ou des granodiorites à biotite seule, à amphibole seule ou à biotite et amphibole associées.

La texture de ces roches est grenue équante; elle sera équante à orientée dans les faciès migmatitiques.

A la « phase rose » limite, dépendent des faciès d'*alaskites* (microcline et quartz). Dans ces roches, le quartz à l'éclat gras apparaît en trame onduleuse dans un fond de microcline rose à mauve.

Entre ces deux faciès extrêmes viennent se placer les termes intermédiaires migmatitiques.

Dans la région qui nous intéresse ici, le faciès gris de R. Boineau et de J. Cosson n'est représenté que par des diorites quartziques rétromorphosées à plagioclases acides. Le « faciès rose » de ces mêmes auteurs n'est figuré que par des granites hybrides et des migmatites. On n'a jamais observé de lambeaux de schistes cristallins dans cette région.

Tous ces faciès texturaux s'imbriquent les uns dans les autres, avec localement prééminence d'un des faciès sur les autres. A l'échelle du 1/500 000 ils sont difficilement cartographiables. De ce fait la représentation graphique tiendra compte de la composition chimique et de la prédominance du faciès textural résultant du bourgeonnement plus ou moins actif du microcline et du quartz dans une trame de plagioclasolite ou de gneiss plagioclasique.

CHAPITRE I

DESCRIPTION DES DIORITES QUARTZIFÈRES

Sur la bordure occidentale du Massif du Chaillu, dans le triangle Lébamba-M'Bigou-Divénié, les diorites quartzifères s'observeront dans une zone très limitée.

En effet les niveaux argilitiques et gréseux de la Série de la Bouenza viennent la recouvrir au Nord, à l'Est et au Sud-Est du poste de Lébamba. En s'éloignant de quelques kilomètres de cette couverture bouenzienne, déjà se manifestent les faciès migmatitiques, infiniment variés de la phase granitique rose du Chaillu.

Ces roches dioritiques se remarqueront de préférence au voisinage des chutes Demars de la rivière Oano, où elles forment en partie la barrière rocheuse de ces chutes. De très gros blocs de ces roches et leurs affleurements très altérés ont été reconnus en bas du village de Matségui à quelques kilomètres au Nord de Lébamba, sur la route Lébamba-Etéké-Mimongo.

Description pétrographique des diorites quartzifères

Ce sont des roches de teinte grise dominante, grossièrement grenues. Le rapport $\frac{\text{plag.}}{\text{or.}} = 0{,}20$ classe ces roches dans la famille des plagioclasolites quartziques avec pour formule I (II), 4, 3, 4 (ou 4 (5)). Ce sont des diorites quartzitiques à plagioclases acides à tendance granodioritique.

Sous le microscope ces roches sont formées :

— *de quartz* moulant les cristaux feldspathiques et ayant perdus leurs caractères métasomatiques envahissants;

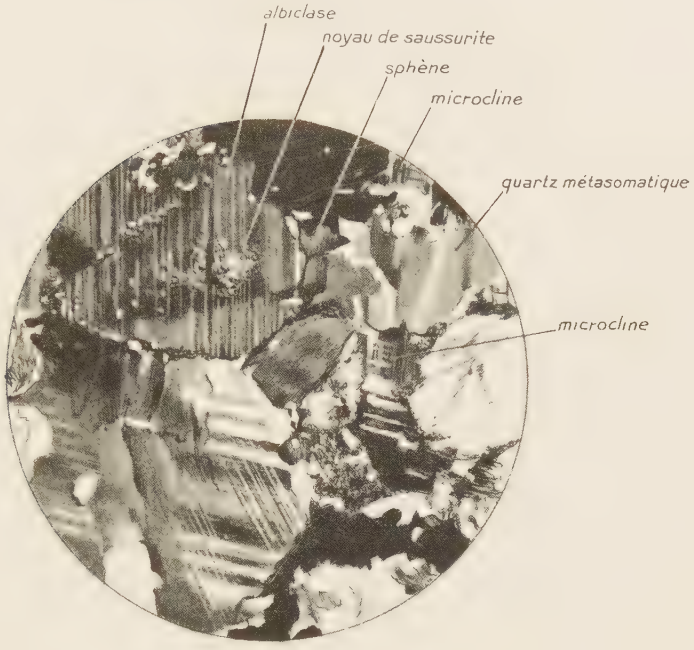
— *de plagioclases* saussuritisés hypidiomorphes à automorphes, dont les propriétés optiques correspondent à une albite $An_{8\text{-}10}$. Ces plagioclases sont souvent à antiperthites de microcline; leur cataclase est douce ou forte. La saussurite comporte une proportion plus faible d'épidote et de zoïsite que de biotite et de mica blanc. Les cristaux sont moins bien cristallisés et moins nets que dans les roches plutoniques rétromorphosées prémayombiennes de la chaîne du Mayombe.

D'après les études faites sur la coupure Sibiti Ouest, le « faciès gris » correspond à des diorites quartzique à plagioclases An_{28}. La rétromorphose se serait donc accompagnée d'une

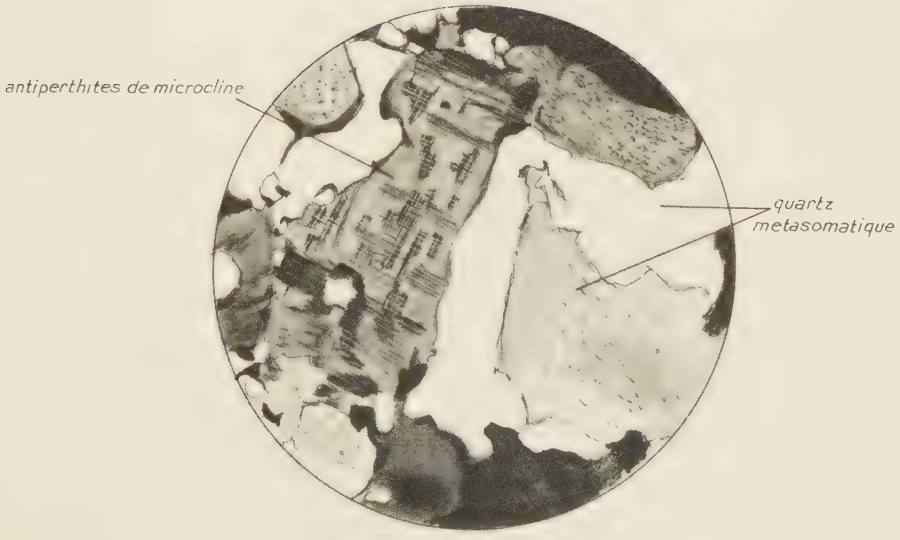
BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF DU CHAILLU

Diorites hybrides

Granitisation d'une diorite



L. 11/49 G. 16×



L 28/49 G: 50×

albitisation très poussée du plagioclase ce que dénote dans la composition quantitative une proportion de soude 4,40 légèrement supérieur au 4,25 de chaux (épidote et zoïsite de la saussurite ou en grains indépendants dans la roche et les 8 à 10 % d'anorthite). Il est possible et vraisemblable qu'à l'origine le plagioclase était un oligoclase égal ou légèrement supérieur à An_{20}.

On doit donc supposer que la saussuritisation de ces plagioclases s'est accompagnée d'une altération des propriétés optiques primitives et que les valeurs optiques mesurées ne concernent qu'une forme recristallisée. La variabilité des résultats semble confirmer cette présomption.

— *de biotite verte,* seule ou accompagnée d'un mica blanc (muscovite ou ferrimuscovite) et d'amphibole verte. Cette biotite a recristallisé dans les espaces laissés libres par l'ancien bourgeonnement des plagioclases. Cette biotite verte est en partie décolorée avec des granulations d'oxydes métalliques le long des plans de clivage. Elle passe à un mica blanc (qui doit être de la ferrimuscovite) ou à de la chlorite.

Elle contient souvent des inclusions de rutile, disposées suivant le réseau sagénitique.

— *de mica blanc,* bien cristallisé et semblant provenir de la décoloration de biotite verte.

— *de l'amphibole verte,* plus ou moins décolorée et n'apparaissant que dans certains faciès au SE de Lébamba. Elle contient très rarement des petits noyaux de pyroxènes ouralitisés.

— *de l'épidote* et *de la zoïsite* (ou clinozoïsite) ayant cristallisé dans les anciennes cloisons.

— *de l'apatite,* minéral constant et toujours sous forme automorphe.

— *du sphène,* qui semble apparaître surtout à proximité des faciès migmatitiques orthoclasiques.

Dans certaines lames peuvent apparaître des carbonates en petits bourgeons maclés.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DES GRANITES HYBRIDES ET MIGMATITES HÉTÉROGÈNES

Les roches migmatitique, granites hybrides et migmatites, forment la majeure partie du triangle Lébamba-M'Bigou-Divénié.

Les textures des granites hybrides paraissent le plus souvent équantes à l'échelle de l'échantillon et orientées, nébulitiques, à l'échelle de l'affleurement. Je pense que ces textures correspondent à une phase évoluée de la métasomatose orthoclasique et très proche de la transformation ultime en granites homogènes.

Les textures porphyroïdes de cet ensemble hétérogène vont constituer des faciès migmatitiques d'évolution comparable, mais peut-être moins avancée que les précédents.

La répartition des faciès texturaux est très irrégulière, mais on peut repérer une prédominance de certains faciès texturaux sur les autres.

Le faciès à texture porphyroïde se remarque de préférence dans le bassin de la Douaï orientale et le type pourra en être pris dans cette rivière.

Le faciès à texture équante se rencontre plus volontiers dans la région de Makongonio et autour du bassin de la Louetsié; il pourra donc être rapporté à cette rivière.

Toutefois la cartographie de ces faciès ne sera que représentative car il est bien entendu que dans les secteurs précités on trouve l'une et l'autre texture et même parfois des textures rubannées et œillées.

On constate en étudiant cette région, qu'à l'Ouest, autour de Lébamba, dominent les diorites quartzifères de la « phase grise » et que, progressivement, en s'éloignant vers le Nord-Ouest et vers l'Est c'est-à-dire de l'Oano vers la N'Gounié occidentale (ou de Lélamba à Lébé) les faciès deviendront de moins en moins évolués. A partir de la N'Gounié orientale apparaissent fréquemment des migmatites à texture planaire discontinue et quelques septa cristallophylliens en s'éloignant d'avantage vers l'Est.

1. Granites hybrides de la Louetsié

Dans le bassin de la Louetsié, près de la mission de Dibouangui, dans la région de Lounzo ou celle de Makongonio, les roches sont de teinte rose à rouge, avec une texture équante à gros grains. Localement l'orientation est floue et les enclaves énallogènes amphiboliques leur confèrent un aspect agmatitique ou épibolique.

Dans ces roches :

— le quartz est en grandes lames insinuantes avec de petits amas résiduels de trame quartzique paléogène.

— les plagioclases hypidiomorphes, à propriétés optiques de l'albite, sont saussuritisés. Ils se présentent souvent en résidus rongés et poecilitiques dans l'orthoclase. Leurs macles sont tordues ou brisées.

— Le microcline se présente en cristaux frais à quadrillage chatoyant ou en phénoblastes à perthites ou microperthites fusiformes.

Une zone de contact réactionnelle apparaît entre les deux variétés de feldspaths, plagioclases et orthoclases : c'est un halo acide et non de la myrmékite; ce qui permet de supposer que l'albitisation des plagioclases est antérieure à l'invasion des cristaux potassiques.

Par leur rapport $\frac{\text{or.}}{\text{plag.}} = 0{,}50$, ces roches se classent dans la famille des granites calco-alcalins et dans la catégorie des plagioclasi-orthosiques du type granite akéritique, avec un « r » voisin de 2 et un « s » proche de 4.

La biotite est verte et le mica blanc lui est toujours subordonné. Les accessoires sont toujours apatite-sphène-épidotes et oxydes métalliques.

2. Granites hybrides tantôt à texture équante (gros grains) tantôt à texture porphyroïde

Entre la rivière Oua Milounga et la Douaï occidentale, dans la région des villages Lounzo, Makomangadi, Kabamongo, les faciès migmatitiques se présenteront avec ces deux textures.

La trame résiduelle, bien que réduite, forme des cloisons enveloppantes autour des feldspaths. Elle n'est guère formée que par un liseré de ferromagnésiens (biotite, amphibole) et de rares petits amas de quartz polyédriques.

Une cataclase assez forte affecte les cristaux de feldspaths plagioclases et orthoclases.

Le quartz est très envahissant et contient des poecilites xénomorphes divers; il est à extinction onduleuse et sa corrosion semble se faire par émission de pseudopodes.

Les plagioclases limpides sont en phénoblastes hypidiomorphes, ramassés, souvent à « cœur » saussuritisé; avec parfois de la calcite recristallisée sur sa périphérie.

Le microcline est perthitique ou à quadrillage caractéristique; ses cristaux xénomorphes sont granoblastiques ou phénoblastiques.

On observe dans certains échantillons un halo réactionnel acide entre plagioclases et orthoclases et quelquefois des contacts myrmékitiques.

Sphène, apatite, épidotes sont des accessoires courants.

3. Migmatites hétérogènes de la Douaï orientale

Entre les villages Koto et Louba, on note une nette prééminence des faciès à texture porphyroïde, due à l'hyperdéveloppement de phénoblastes de microclines perthitiques très frais, rongeant des plagioclases à antiperthites microcliniques.

Entre les plagioclases, en petits phénoblastes hypidiomorphes, et le microcline envahissant s'observe presque toujours de la myrmékite. Le quartz se présente toujours en grandes plages envahissantes à extinction onduleuse.

Les ferromagnésiens sont les mêmes que dans les descriptions précédentes.

4. Migmatites de la N'Gounié occidentale

Ces roches ont une texture équante ou orientée.

Leur structure est engrenée en puzzle.

Les cristaux de quartz, sous ce mode d'engrènement, constituent des plages de granoblastes insinuant et corrodant les cristaux de feldspaths préexistants.

On remarque parfois un bourgeonnement de phénoblastes feldspathiques avec traînées circulaires de ferromagnésiens : biotite verte, amphibole verte et épidotes.

Dans certains échantillons, les cristaux frais de microcline à quadrillage chatoyant pullulent en petits granoblastes.

Dans d'autres échantillons, la trame originelle est plus largement conservée et forme des cloisons résiduelles assez importantes.

Presque tous ces cristaux montrent, suivant les lames, une cataclase douce ou forte.

Dans les faciès plus riches en ferromagnésiens, les phénoblastes d'amphiboles vertes sont toujours « attaqués » par les bourgeons de plagioclases.

TECTONIQUE

De grands accidents tectoniques, orientés NS magnétique, ont effondré les synclinaux de la Série de l'Oano en compartiments faillés. Ils sont postérieurs à la mise en place du batholite.

Les directions enregistrées dans les affleurements de migmatites tendent à indiquer un alignement dominant, semblable à celui qui a été observé sur Sibiti Ouest : NE 40°. Les directions NS n'apparaissent qu'au Nord de la rivière Louetsié.

Les mylonites contemporaines de ces mouvements sont rares, mais les roches migmatitiques et les granites hybrides présentent toujours des signes de cataclase : douce ou forte.

Cette direction de compression NE correspond sous toute vraisemblance à des mouvements de grande amplitude, dont la conséquence fut le soulèvement du toit du batholite et sa solidification.

RELATIONS ENTRE LE PLUTON DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF DU CHAILLU ET LES ROCHES PLUTONIQUES DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

Les diorites quartziques rétromorphosées ont été trop transformées dans le Complexe du Mayombe septentrional pour que l'on puisse retrouver des faciès analogues aux diorites quartziques à plagioclases acides de la région de Lébamba. Ces dernières se rapprocheraient davantage des diorites hétérogènes, à structure migmatitique, du groupe des Monts Doudou.

Par contre les granites hybrides et les migmatites potassiques de la bordure occidentale du Massif du Chaillu présentent des faciès macroscopiques texturaux, des structures et des compositions chimiques, très semblables à ceux des roches granitiques dérivées des micaschistes et des gneiss acides du Complexe du Mayombe septentrional.

Dans ces deux chaînes devaient être réalisées des conditions chimiques équivalentes, qui ont permis la formation de roches granitiques très comparables.

Il est difficile, en l'absence de concepts stratigraphiques probants, d'affirmer que ce pluton de la « bordure occidentale du Massif du Chaillu » et celui du Mayombe septentrional représentent le même substratum ou plus exactement des substrats équivalents, transformés au cours de périodes géologiques contemporaines.

On constate que le pluton, de cette bordure occidentale du massif du Chaillu est antérieur à la Série de l'Oano et que le pluton du Mayombe septentrional est antérieur aux dépôts de la Série d'Ogoula. Il est vraisemblable que ces deux séries occupent des positions stratigraphiques équivalentes.

On ne peut actuellement conclure que dans la probabilité d'une contemporanéité de formation et d'émersion de chaînes, présentant les mêmes caractéristiques de zonéographie, de métasomatose et de plutonisme et les mêmes similitudes stratigraphiques et tectoniques.

SIXIÈME PARTIE

LE SYSTÈME DES MONTS BAMBA (MAYOMBE) ET LA SÉRIE DE L'OANO (CHAILLU)

INTRODUCTION

Dans les régions du Chemin de fer Congo-Océan (J. Cosson) et de la « boucle du Niari » (P. Nicolini), la découverte d'un complexe tillitique situé entre les couches supérieures, ou *Couches de Sékélolo,* et les couches inférieures, *Couches de Bembési, du Système Quartzo-Schisteux* de V. Babet (1929-1932) nécessita pour ces deux ensembles des définitions nouvelles.

Les couches de Sékélolo furent rattachées à un *Système du Congo occidental* dont elles constituent une série.

Des couches de Bembési, J. Cosson (1953-1955) fit un système indépendant et homologue du Système de la Sansikwa des auteurs belges : *le Système des monts Bamba.* De ce nouveau système, sa série inférieure, la *Série de M'Vouti,* reposait en discordance sur les séries du Système du Mayombe, dont elle renfermait des galets dans ses conglomérats; la discordance de la tillite inférieure du Système du Congo occidental sur sa série supérieure, *Série de Mossouva,* fut mise en évidence par P. Nicolini.

Dans la partie gabonaise de cette chaîne, au cours des années 1948-1952, j'avais individualisé des formations synclinoriales équivalentes; elles furent d'abord décrites sous des noms locaux divers (Série de la Ouégui; Série de Mombi-Dola; Série de la Douaou; Série de la Banza; Série du M'Beïa; etc.) puis regroupées ensuite sous deux de ces termes locaux : Série de la Banza, à la base; Série du M'Beïa, au sommet.

Pour subdiviser le Système des monts Bamba dans la partie gabonaise de la chaîne du Mayombe, je préfère conserver ces deux expressions en lieu et place des termes de Série de M'Vouti et Série de Mossouva, présentés par J. Cosson.

Si les faciès de nos deux séries entrent dans le cadre de ce Système des Monts Bamba, ils ne sont conformes que très vaguement aux descriptions et aux définitions de J. Cosson. En particulier la Série de M'Vouti de J. Cosson ne caractérise en fait que la sédimentation de comblement de la fosse bambienne, alors que notre Série de la Banza comporte non seulement les faciès de remplissage de cette fosse ou faciès orientaux (Série de M'Vouti) mais aussi les faciès de démantèlement de l'ancienne Cordillère mayombienne en voie de pénéplanation (faciès occidentaux).

Nous traiterons également dans cette sixième partie, relative au Système des Monts Bamba, de la Série de l'Oano qui apparaît dans le Massif du Chaillu en discordance sur les granites. Cette série paraît en effet être l'équivalent partiel de ce Système des Monts Bamba sur la bordure orientale du Synclinal de la Nyanga.

Le Complexe du Mayombe septentrional est recouvert par des lambeaux d'une série très lacuneuse, que j'ai appelée Série de l'Ogoula.

Ses faciès sont en effet bien visibles sur plusieurs collines du Massif d'Ogoula. On les retrouve de même un peu plus au Nord sur la rivière Biwagnan.

Sa position stratigraphique semble identique à celle de la Série de la Banza, série inférieure du Système des Monts Bamba.

Trop peu importante pour faire un chapitre à part, nous en parlerons donc en même temps que la Série de la Banza du Système des Monts Bamba.

CHAPITRE I

CARACTÉRES GÉNÉRAUX DU SYSTÉME DES MONTS BAMBA

Les deux séries de ce système forment une bande allongée SE-NO, parallèlement aux séries du Système du Mayombe et sur lequel elles sont venues reposer en discordance majeure plus ou moins apparente.

D'après la répartition géographique des faciès pélitiques et des faciès détritiques, il me semble que, pendant la subsidence de la série inférieure, une fosse se constitua à l'Est de la Cordillère mayombienne non complètement pénéplanée et cette fosse ensuite se combla en laissant localement des hauts-fonds plus ou moins émergés.

Très redressées, les couches de ce système sont disposées en plis isoclinaux complexes suivant une tectonique en éventail et un fractionnement en écailles.

Aucune manifestation éruptive ne semble avoir accompagné ces mouvements tectoniques.

Resoulevées lors des plissements du Système du Congo occidental, ces séries vont former sur le flanc oriental de la Chaîne du Mayombe, les crêtes les plus élevées (entre 700 et 1 000 mètres).

La subsidence de la Série de la Banza et de la Série du M'Beïa de ce système apparaît dans le temps et dans l'espace comme une succession monotone de sédiments gréseux et de sédiments argileux, avec quelques sédiments carbonatés très subordonnés dans la Série de la Banza.

Cette Série de la Banza peut se subdiviser en trois niveaux principaux, comportant chacun des faciès détritiques et des faciès pélitiques. Le changement de la répartition de ces faciès au cours de la subsidence de cette série indiquerait des modifications topographiques du fond structural.

La Série du M'Beïa ne comporte que deux faciès essentiels : un faciès détritique s'observant toujours à la base de la série et un faciès pélitique. L'apparition d'une discontinuité, marquée par un niveau conglomératique, dans des synclinaux locaux de cette série, permet d'introduire, au moins localement une subdivision en deux niveaux.

L'homologue de cette série, la Série de la Mossouva de J. Cosson comprend un niveau essentiellement détritique à la base; il est surmonté d'un niveau essentiellement pélitique et la série se termine par un niveau gréso-dolomitique.

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE ET DESCRIPTION DE LA SÉRIE DE LA BANZA

A. — Stratigraphie de la Série de la Banza.

1. Faciès détritiques.

a) Les conglomérats.

A la base de ce système, largement transgressif sur le socle remis à nu, j'ai reconnu en quelques points de la Chaîne du Mayombe (rivière Douigni; bassin de la Dola) des conglomérats à pâte et galets granitiques du Groupe plutonique des Monts Doudou.

Leur présence a un gros intérêt stratigraphique. Ils localisent cette granitisation pendant le cycle mayombien, puisqu'à la base du Système du Mayombe, les conglomérats ne renferment que des plutonites et des migmatites prémayombiennes.

Le ciment de ces conglomérats peut être :

— ou bien arkosique (Dola);

— ou bien formé de débris granitiques divers, roulés ou bréchoïdes, et agglomérés par des éléments pulvérulents de même nature (Douigni).

Ces galets, pisaires à céphalaires, sont monogéniques, c'est-à-dire qu'ils sont entièrement représentés par des diorites et granites mayombiens. Ils peuvent être polygéniques; dans ce cas la pâte cimente des galets de plutonites des Monts Doudou, des quartzites de la Série de la Loukoula et du quartz filonien.

Le niveau conglomératique de la Douigni passe latéralement, près du confluent Douigni-Yola, à des grès-quartzites conglomératiques, plus ou moins feldspathiques. Le faciès de ces grès-quartzites est très comparable aux sédiments gréso-conglomératiques des collines de la Ouégui, roches que j'ai signalées précédemment sur la deuxième esquisse géométrique.

b) Les arkoses.

Des couches arkosiques couronnent les collines entre la rivière Gongo et la rivière Mouissa (au Moyen-Congo) et masquent le Système du Mayombe sous-jacent. Ces arkoses sont à éléments grossiers plus ou moins roulés, cimentés par de la séricite.

De teinte sombre, ces arkoses renferment des débris quartzeux de couleur grisâtre, mêlés aux feldspaths des roches plutoniques du Groupe des Monts Doudou.

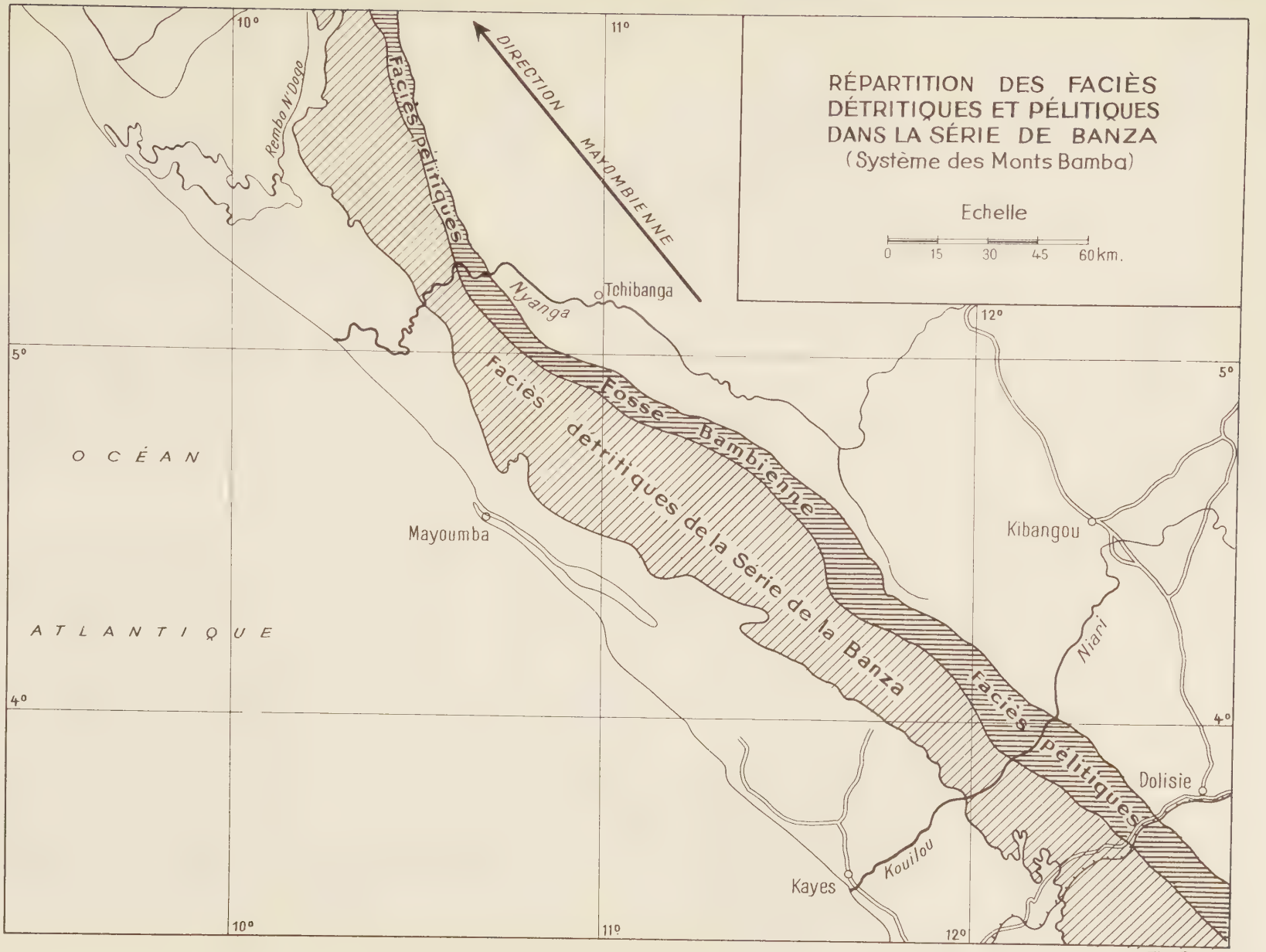

RÉPARTITION DES FACIÈS
DÉTRITIQUES ET PÉLITIQUES
DANS LA SÉRIE DE BANZA
(Système des Monts Bamba)
Echelle
0 15 30 45 60km.
DIRECTION MAYOMBIENNE
Faciès pélitiques
Faciès détritiques de la Série de la Banza
Fossé Bambienne
Rembo N'Dogo
Nyanga
Tchibanga
Mayoumba
Kibangou
Niari
Dolisie
Kayes
Kouilou
OCÉAN ATLANTIQUE
10°
11°
12°
4°
5°

Fig. 5

c) Les grès-quartzites des collines de la Ouégui.

Les collines qui surplombent les vallées des rivières Ouégui et Moualou, dans le bassin de la Gongo, sont couronnées par des grès-quartzites blancs à reflets soyeux et de texture grossière.

Des grains quartzeux, généralement roulés, de 1 mm à 2 cm de diamètre, sont liés par de la séricite et des petits grains de quartz.

Ces grès-quartzites débutent par un horizon conglomératique à galets pris au substratum prémayombien et au Système du Mayombe.

Vers le sommet du niveau, la texture de ces roches devient plus fine et plus compacte; ces roches contiennent très souvent en relief, dans la pâte, des quartz enfumés.

d) Grès-quartzites de la rivière Biwagnan et du massif d'Ogoula.

Sur le substratum plutonique du Mayombe septentrional, affleurent dans la rivière Biwagnan, sur les collines voisines et sur le flanc occidental du massif d'Ogoula des grès-quartzites. Ces grès-quartzites, parfois feldspathiques, de teinte rosâtre à blanche, à reflets soyeux, représentent une ancienne série de couverture, que j'ai appelée Série d'Ogoula. Ces grès-quartzites, orientés 330-340 N_m, sont formés de quartz roulés ou subanguleux, noyés dans une pâte quartzo-sériciteuse. Par leur aspect, ils ressemblent aux grès-quartzites des collines de la Ouégui. C'est au niveau de base de la Série de la Banza que je pense pouvoir rattacher les débris de cette série locale et c'est pour cette raison que j'en parle dans ce chapitre.

e) quartzites.

Les quartzites du niveau de base de la Série de la Banza sont des quartzites de texture fine, très sombres, presque noirs lorsqu'ils sont frais. Altérés, ils donnent, en surface, des roches blanches d'aspect saccharoïde.

Ils occupent une assez grande surface sur le flanc occidental du Synclinal de la Douaou, où ils créent une topographie assez particulière : chapelet de collines à flancs abrupts et à crêtes aplaties.

On les retrouve au Nord de la Nyanga et au bord de la lagune N'Dogo en petites collines témoins sur les formations plutoniques du massif des Monts Doudou.

Dans la rivière Banza et à la base de la série, ces quartzites contiennent quelques plagioclases détritiques à peu près invisibles à l'œil nu.

Les quartzites du niveau sus-jacent ont un faciès un peu comparable commme texture et comme couleur. Altérés, ils prennent une teinte roussâtre. Toutefois, ils en diffèrent par la présence d'« empreintes schisteuses », traces des joints argileux, originels, déformés sous l'effet des tensions tectoniques.

Au rapide de N'Gouéma de la boucle de la Nyanga, ces empreintes schisteuses plissotées peuvent avoir une largeur comprise entre celle d'un pouce et celle d'une main.

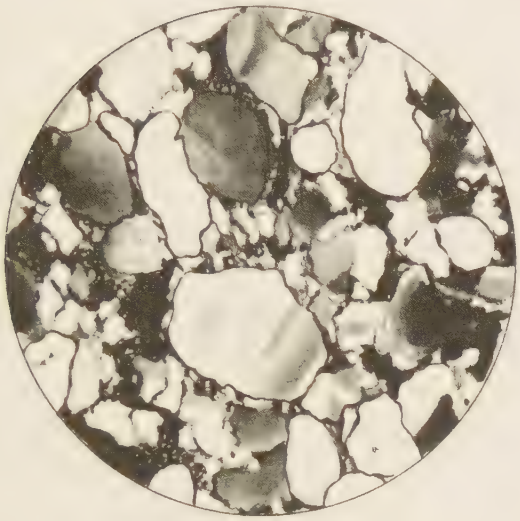
J'ai appelé les quartzites du niveau supérieur « les quartzites des crêtes », parce qu'ils couronnent la ligne de crêtes principales de cette chaîne, entre la Noumbi et la Douigni.

Se présentant en bancs ou en couches, ils sont compacts, massifs et n'ont jamais été observés que sur le flanc oriental de la chaîne.

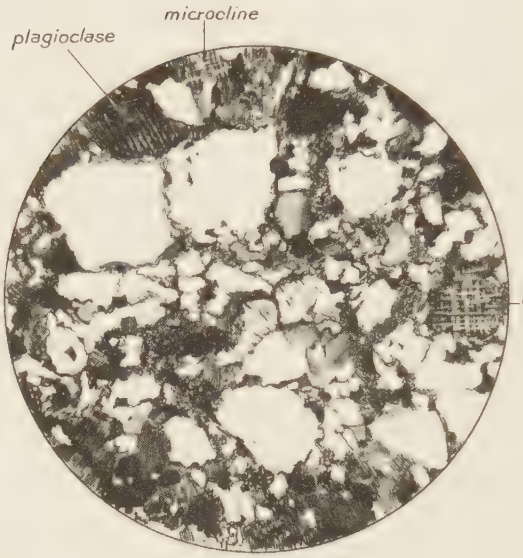
Ce sont des roches de teinte blanche ou grise, en strates redressées, aux plis isoclinaux serrés et déjetés vers le NE. Ces quartzites se chargent très souvent de matières charbonneuses tachant les doigts.

Entre leurs bancs massifs, viennent s'intercaler des passées de schistes ampéliteux très subordonnés.

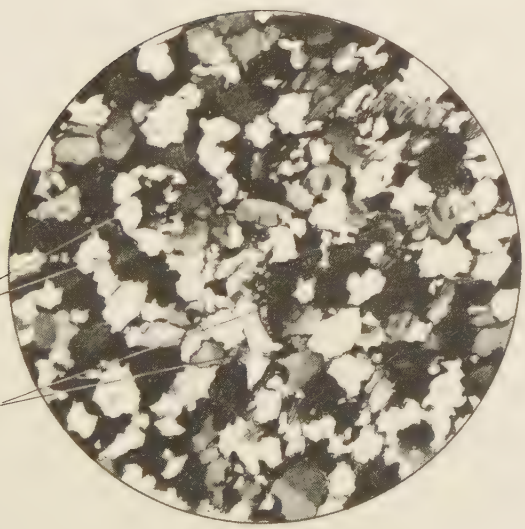
Série de M'Beïa
Grès - quartzite
L 276 - 55 G: 15x



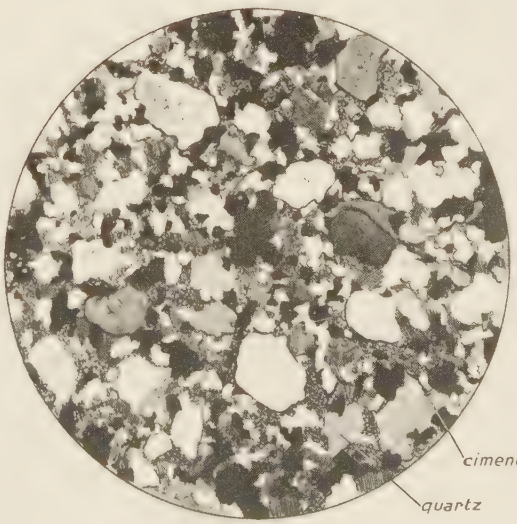
Série de la Banza
Arkose de la Gongo supérieure
L 319/49 G: 15x



Série de la Banza
Quartzite des Crêtes
L 225 / 55 G: 15x



Série de la Banza
Grès de la Ouégui
L 336 / 49 G: 15x



2. Faciès pélitiques

Comme les faciès détritiques, les faciès pélitiques s'observent à peu près à tous les niveaux. Ils sont surtout cantonnés dans la vaste fosse orientale, qu'ils sont venus combler au cours de la subsidence de la Série de la Banza en transgressant directement le substratum.

Les faciès schisteux à la base de cette série peuvent comporter quelques horizons à corpuscules clastiques microscopiques; ces débris, inclus dans la pâte schisteuse, proviennent de l'arénisation du substratum. Ces roches, à patine vert sombre, légèrement soyeuse, à texture linéaire, se présentent avec des faciès à peu près identiques à tous les niveaux. Les horizons supérieurs sont peut être un peu moins métamorphiques et annonceraient la sédimentation de la série sus-jacente.

3. Faciès carbonatés

Ce sont des faciès très subordonnés. Ils n'apparaissent que dans la zone subsidente de la fosse bambienne (en particulier sur la bordure orientale de la boucle de la Nyanga).

Ces roches sont constituées essentiellement par de la calcite (ou de la dolomite) et du quartz. Ce sont vraisemblablement des cipolins silicifiés.

Des faciès plus schisteux, très riches en carbonates, correspondent vraisemblablement à des faciès marneux impurs.

B. — Description pétrographique de la Série de la Banza

1. Faciès détritiques

a) Conglomérats.

La pâte des conglomérats à éléments granitiques est formée :

— de fragments de quartz à extinction onduleuse et de quelques feldspaths;
— d'une poussière d'éléments divers, discernables seulement au fort grossissement;
— d'un liant phylliteux (séricite fibreuse et chlorite faiblement pléochroïque).

Les galets, arrondis ou subanguleux, sont des galets de diorites et granites hybrides du Groupe des Monts Doudou.

Ils contiennent :

— du microcline frais perthitique et du microcline à quadrillage caractéristique en granoblastes,
— des plagioclases plus ou moins damouritisés, en partie corrodés,
— des oligoclases hypidiomorphes,
— des plagioclases saussuritisés en poecilites,
— de la myrmékite au contact plagioclases et microlines,
— du quartz amiboïde formant des cloisons larges et envahissantes,
— des résidus de mosaïque de cristaux de quartz équigranulaires,
— de la biotite néogénétique à pléochroïsme brun verdâtre,
— de la muscovite, plus rarement,
— des épidotes en gros cristaux dans les cloisons fémiques résiduelles,
— du sphène, de l'apatite, du zircon et des oxydes métalliques.

A ces galets de plutonites peuvent s'ajouter des galets d'un quartzite gris clair (Système du Mayombe).

Ces quartzites sont constitués d'une trame de quartz engrenés ou jointifs, à peu près équigranulaires. Peuvent s'associer un peu de muscovite et des oxydes métalliques.

b) Les arkoses.

Les arkoses des collines de la Gongo et de la Mouissa sont à structure hétérogranulaire. On trouve dans la roche des quartz roulés ou subanguleux à extinction onduleuse, de petits amas de cristaux quartzeux en mosaïque, des plagioclases frais et envahissants, oligoclase ou andésine, des microclines souvent perthitiques, de la biotite brun vert et plus rarement de la muscovite, du sphène et de l'apatite.

Le tout est cimenté par de la séricite fibreuse en touffes, plus ou moins associée à une chlorite peu pléochroïque, et, de-ci de-là, à des grains de magnétite.

Ces arkoses renferment assez souvent des matières charbonneuses mais très divisées; ces dernières doivent être en partie responsables de la teinte sombre de ces arkoses. Dans certains affleurements on observe un parallélisme des phyllites flexueuses, soulignant la schistosité grossière de la roche.

c) Grès-quartzites.

Les grès-quartzites des collines de la Ouégui et de la Moualou (Moyen-Congo) sont formées de grains de quartz assez gros (3 à 4 millimètres de diamètre) plus ou moins roulés et cimentés par de la séricite en touffes.

Sous le microscope, ces grains de quartz ovalisés montrent un accroissement secondaire aux dépens de grains de quartz plus petits, qui, avec la séricite en touffes, comblent les vides intergranulaires. Les grains de quartz ovalisés sont parfois à extinction onduleuse.

Les grès-quartzites de la Série de l'Ogoula (Mayombe septentrional) sont très comparables aux précédents sous le microscope : gros grains de quartz ovalisés de 5 mm à 2 cm de diamètre à nourrissement périphérique. La pâte quartzosériciteuse est beaucoup plus large; ce qui donne macroscopiquement une texture beaucoup plus cohérente.

Les gros éléments quartzeux clastiques peuvent être seuls ou mélangés à des feldspaths microclines et plagioclases.

d) Quartzites.

Les quartzites à texture fine, de couleur noire, du niveau de base ont une structure soit équigranulaire soit hétérocristalline.

Ces roches sont formées de quartz, en général à extinction onduleuse lorsqu'ils sont engrenés et avec une tendance à la répartition en mosaïque lorsqu'ils sont jointifs.

Les grains de quartz les plus volumineux montrent, dans quelques lames, des accroissements secondaires.

Ces différents cristaux sont juxtaposés les uns aux autres sans ciment. Mais dans les vides intergranulaires, on peut y trouver un peu de séricite et de chlorite en cristaux fins et allongés.

Certains bancs quartzeux renferment quelquse cristaux détritiques de feldspaths, plagioclases ou orthoclases, de l'épidote et de la calcite.

La tourmaline en petits grains est assez fréquente dans ces roches.

Les quartzites à « empreintes schisteuses » sont constitués d'une mosaïque de quartz, de carbonates (calcite ou dolomite assez souvent maclées) et d'albite. De la séricite et de la chlorite fibreuse servent de ciment accessoire. Ces phyllites se disposent aussi en lits sinueux. La tourmaline est un minéral fréquent. La pyrite est moins souvent présente.

Les « quartzites des crêtes » du niveau supérieur ont une structure hétérogranulaire en mosaïque de quartz jointifs à engrenés. Assez souvent ces quartz sont à extinction onduleuse. La séricite interstitielle est rare. On peut y trouver quelques biotites vertes et chlorites détritiques. Comme dans les autres variétés quartzitiques, on y remarque de la tourmaline en petits grains isolés.

Dans les variétés grises viennent s'infiltrer entre les grains de quartz des particules charbonneuses.

2. Faciès carbonatés

a) Quartzites carbonatés ou cipolins quartzeux.

Ce sont des roches à structure granoblastique d'une mosaïque de calcite et de quartz en cristaux jointifs. Ces cristallites apparaissent dans ces roches en proportion équivalente, mais le quartz vraisemblablement remplace les carbonates.

On y remarque quelques cristaux détritiques de plagioclases et de biotite brun-vert, un peu de tourmaline et de séricite.

b) Cipolins quartzo-feldspathiques.

Ces roches ressemblent aux précédentes, mais sont plus schisteuses, avec une patine satinée verdâtre.

Sous le microscope, elles sont formées de carbonates (calcite ou dolomite) et de quartz avec des plagioclases divers, mais surtout d'albite fraîche.

La séricite est l'élément phylliteux prédominant; il peut s'associer à de la chlorite.

Comme accessoires on y rencontre de la tourmaline et de la pyrite.

3. Faciès pélitiques

Ce sont des schistes et phyllades, de teinte grise à verte, à patine légèrement lustrée, à schistosité bien marquée.

Les schistes du niveau inférieur sont de teintes plus sombres et ils sont très souvent plissotés.

Le quartz de ces schistes et phyllades est recristallisé en cristaux à peu près isogranulaires, jointifs ou engrenés. Les schistes des assises supérieures sont plus pauvres en quartz.

Les éléments phylliteux, séricite et chlorite, sont mieux individualisés dans les couches de base de la série que dans les assises supérieures. Dans le niveau de base s'observe une recristallisation des composants alumino-potassiques : la chlorite passe à une biotite brunâtre (ou stilpnomélane ?); la séricite tend à se grouper pour former quelques cristaux de muscovite.

Dans les assises supérieures, la chlorite se présente en petits cristaux courts, très peu pléochroïques; la séricite y est toujours fibreuse.

Dans presque tous les schistes de cette série, on trouve des grains de tourmaline verdâtre, primaire.

Dans les assises supérieures, les schistes sont en général riches en grains d'oxydes de fer, mais ceux-ci sont souvent limonités.

Dans les assises de base, quelques feldspaths détritiques, surtout des plagioclases, et quelques biotites détritiques à pléochroïsme brun-vert se retrouvent dans la trame schisteuse.

Dans la trame schisteuse des assises du niveau moyen sont disséminés de gros cristaux de calcite ou de dolomite maclés.

Conclusion

De l'examen de cette Série de la Banza se dégagent les caractères stratigraphiques suivants :

— prédominance des faciès pélitiques sur le flanc oriental de la chaîne du Mayombe;

— prééminence des faciès détritiques au centre et sur le flanc occidental de la même chaîne.

Cette répartition des faciès détritiques et pélitiques en deux zones bien distinctes et parallèles l'une à l'autre permet d'envisager :

— la formation d'une fosse en bordure de l'ancienne chaîne mayombienne, très érodée, mais non complètement immergée;

— l'orientation de cette fosse déterminée et réglée par la structure tectonique de l'ancienne chaîne.

Cette chaîne était très érodée puisque les dépôts détritiques de la Série de la Banza viennent reposer en grande discordance soit sur la Série de Sounda, soit sur la Série de la Loukoula du Système du Mayombe, soit sur le socle prémayombien regranitisé.

La transgression banzienne avait envahi plus ou moins largement le domaine continental puisque les dépôts pélitiques de cette série sont venus recouvrir directement le socle remis à nu. Ces faciès pélitiques ont transgressé largement l'ancien domaine puisque, dans la zone du chemin de fer Congo-Océan, au Moyen-Congo, ils constituent les faciès essentiels et caractéristiques de la Série de M'Vouti de J. Cosson.

Dans la région d'Inga-Monolithe au Bas-Congo belge (P. Thonnart, 1957) la succession de la base au sommet en schistes et phyllades gris, quartzites à grains fins et phyllades verdâtres présente un caractère de nette équivalence avec les dépôts de la Série de la Banza dans la région des rapides de la Nyanga.

Comme ces faciès pélitiques s'observent d'une façon continue depuis les monts Maïala et N'Zao Manimba, sous le deuxième parallèle Sud, jusque dans l'Angola, on peut affirmer :

— que cette fosse, apparue à proximité de l'axe géanticlinal, était une fosse subsidente de type géosynclinal;

— que sa disposition allongée SE-NO et que le plissement des couches de cette série suivant cet axe d'étirement correspondent à une adaptation de sédimentation et de la tectonique de cette Série de la Banza vis-à-vis des alignements tectoniques de l'ancienne chaîne et de ses impulsions, toujours dirigés dans le même sens.

CHAPITRE III

STRATIGRAPHIE ET DESCRIPTION DE LA SÉRIE DU M'BEIA

A. — STRATIGRAPHIE ET FACIÈS

1. Stratigraphie.

Cette série comporte deux faciès essentiels :

— un faciès détritique de grès-quartzites, très localement remplacés par des arkoses;

— un faciès pélitique de schistes satinés.

Les roches gréso-quartzitiques donnent en général une topographie assez particulière, déjà signalée à propos des quartzites noirs de la Série de la Banza : collines à flancs abrupts et à sommets aplatis. Dans la région des villages Bioko et Kondé, au Moyen-Congo, ils forment même un véritable plateau : *le Plateau de Kondé.* Ce plateau gréso-quartzitique sert de réservoir aux rivières Noumbi, Loundji, Loubanguila, etc.

Les schistes créent un paysage différent avec des collines à crêtes et flancs abrupts. Pendant la saison des grandes pluies, le sol détrempé se recouvre d'un « vernis argileux savonneux rendant très difficile la progression à travers des layons et des pistes de chasse ».

Dans la plupart des cas, le faciès détritique devient le faciès essentiel. Le faciès pélitique figure plus localement (rapide Ouyama de la Nyanga; Synclinal de la Douaou).

Un élément de stratigraphie est fourni dans le bassin de la rivière Douaou, entre la Nyanga et la route administrative Tchibanga-Mayoumba. A la base d'un niveau supérieur schisteux se placent des bancs conglomératiques.

Ces deux faciès peuvent être de la sorte considérés comme deux niveaux distincts : un niveau essentiellement gréso-quartzitique à la base; un niveau essentiellement schisteux au sommet.

Ces conglomérats sont formés soit par le schiste satiné avec des galets peu roulés de schistes apparemment de même nature (rivières Douaou, Doussala, Mitsa, Moutsobo) soit d'une pâte de quartz filonien porphyrisé avec des galets arrondis, parfois aplatis, de quartz de même nature (rivière Douaou; branche occidentale de la boucle de la Nyanga).

Très souvent les couches gréso-quartzitiques, d'une puissance de 500 à 700 mètres, montrent de petits lambeaux synclinaux superposés (plateau de Kondé) de schistes.

Il est possible et vraisemblable que cette série, homologue de la Série de Mossouva de la région du chemin de fer Congo - Océan (Moyen - Congo), comportait à l'origine un

niveau schisteux (comme dans le synclinal de la Douaou) recouvrant un niveau gréso-quartzitique. Mais, après l'émersion de la chaîne bambienne, une active érosion a fait disparaître ce niveau schisteux supérieur. La Série glaciaire du Bamba, série de base du Système du Congo occidental, repose le plus souvent directement sur ces couches gréso-quartzitiques, mais elle peut recouvrir les assises schisteuses plus ou moins lacuneuses.

Dans la région du rapide Ouyama du fleuve Nyanga (Gabon) où la sédimentation est schisteuse, à part une assise arkosique peu puissante (une dizaine de mètres), on peut imaginer que ces schistes correspondent à une sédimentation effectuée dans un bassin résiduel banzien.

2. Faciès.

a) *Les grès-quartzites.*

Les grès-quartzites reposent partout sur la Série de la Banza. Largement transgressifs, ils peuvent couvrir des surfaces importantes. Les contacts avec la série inférieure s'observent rarement, car ils sont presque toujours masqués par les altérations superficielles et le recouvrement forestier.

Ces grès-quartzites peuvent être blancs (plateau de Kondé) ou colorés (région de Koto Vindou).

Roches siliceuses pures, ces grès-quartzites sont en général de texture très fine, compacte; leur nature gréseuse à petits grains de quartz roulés ne se révèle qu'au microscope. De fait, macroscopiquement, ils ont l'aspect de quartzites, sauf lorsqu'ils sont altérés ou de pâte grossière, car réapparaît alors leur nature gréseuse.

Dans le plateau de Kondé (Moyen-Congo) au passage de fractures, ces roches, ayant été cataclasées, ont recristallisé en un faciès très cohérent.

Le long de la crête principale du Mayombe (de la frontière des Républiques du Moyen-Congo et du Gabon à la route Mayombe-Tchibanga) ces grès-quartzites se présentent en bancs superposés et plissés, d'un mètre d'épaisseur environ, presque toujours séparés par des joints argileux de 8 à 20 centimètres. L'ensemble, sur le layon Douengui-Gongo, atteint à peu près 660 mètres de puissance.

Dans le bassin de la Douaou (Gabon) ces grès-quartzites passent à leur sommet à des faciès ferrugineux, dont les concentrations en fer métal peuvent atteindre 50 %. Très résistants, ces grès-quartzites ferrugineux créent des chutes d'une dizaine à une vingtaine de mètres dans les différents tributaires de cette rivière Douaou. Altérés, ils ont donné des zones superficielles de recouvrement à faciès latéritique limoniteux.

Sur la ligne principale de crêtes, on n'observe que leurs faciès d'altération : latérites limoniteuses, formant quelques falaises sur le layon Biélo-N'Douna et surtout sur le layon Douengui-Congo.

b) *Les arkoses du rapide Tsiga bi cota (Nyanga).*

La base de cette série, au bord du fleuve Nyanga, est représentée par des arkoses brunes, de pâte assez grossière.

A Tsiga bi cota, les bancs d'arkoses sont peu puissants (une dizaine de mètres) et en grande partie démantelés; leurs blocs viennent obstruer les petits émissaires qui viennent confluer sur la Nyanga au rapide Tsiga bi cota. Sur ces bancs d'arkoses reposent en concordance isoclinale les premiers bancs de schistes du rapide Ouyama, de la même série.

c) *Conglomérat schisteux à la base du niveau schisteux du Synclinal de la Douaou.*

Ce conglomérat peut être constitué par une pâte schisteuse, plus rarement quartzophylladique, englobant des galets bréchoïdes de schistes de même nature et de même apparence physique.

Ce conglomérat peut comporter une pâte de quartz filonien porphyrisé à galets roulés ou subanguleux de quartz de filon souvent laiteux.

Les divers affleurements de cet horizon conglomératique sont disposés sur un arc de cercle autour de la zone anticlinale du Moutéli.

Du Nord-Ouest à l'Est on les connaît :

— sur la rive gauche de la Nyanga, entre le confluent de la Digoungou et le rapide Mocaï M'Babo ;
— sur la Moutsobo et la Mitsa, affluents de Digoungou ;
— sur la rivière Douaou et ses émissaires ;
— sur la rivière Doussala à quelques kilomètres à l'Ouest de l'ancien village Tono.

d) *Les schistes et phyllades.*

Ce sont des roches de teinte verte à surface satinée. Leur faciès est très constant d'un bout à l'autre de la chaîne et depuis le début à la fin de la subsidence de cette Série du M'Beïa.

Au rapide Ouyama, leur puissance peut s'estimer au moins à 600 mètres.

Ce matériau est très malléable et a ressenti toutes les déformations tectoniques (plis isoclinaux, plis en éventail, etc.) ; ces déformations s'observent en petit : à l'échelle de l'affleurement, à l'échelle de l'échantillon et même à l'échelle microscopique avec plissotements, chevauchements et plis faillés.

Dans les niveaux schisteux supérieurs, on rencontre des intercalations de jaspes noirs, veinulés de blanc, en bancs de 40 centimètres à 1 mètre environ (rivière Mouissa). Ces bancs de jaspes sont communément rencontrés sur la coupure Pointe-Noire (région du chemin de fer Congo-Océan).

e) *Schistes phylladiques d'aspect tillitique.*

Dans ces schistes viennent s'intercaler dans la rivière Douaou et dans la rivière Doussala des schistes à fusoïdes de quartz.

Ces roches schisteuses, de couleur gris verdâtre à noire, ont un aspect physique très comparable aux intercalations schisteuses des poudingues glaciaires de la Série glaciaire du Bamba (Système du Congo occidental). Ces horizons peu puissants (8 à 15 mètres) sont toujours intercalés dans les schistes de la Série du M'Beïa en bancs concordants et avec même allure de plissement.

D'après leurs conditions de gisement et leur concordance tectonique, on peut penser qu'ils représentent des sédiments glaciaires de glaciers en altitude.

Ils peuvent aussi figurer comme lambeaux synclinaux de la Série glaciaire du Bamba, pincés dans les couches schisteuses de la Série du M'Beïa.

B. — DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE DE LA SÉRIE DU M'BEIA

a) Grès-quartzites.

Sous le microscope ces roches sont formées de grains de quartz ovalisés et à nourrissement périphérique; les intervalles sont remplis par des grains beaucoup plus petits, qui servent de ciment. A ce ciment quartzeux vont s'ajouter des traînées poudreuses d'oxydes et d'hydroxydes métalliques ainsi que quelques touffes de séricite et d'une chlorite peu pléochroïque.

Sur le plateau de Kondé, les éléments phylliteux font complètement défaut; les grains de quartz ovalisés sont parfois impressionnés et sont presque toujours étirés suivant une direction préférentielle. Cet étirement est la conséquence du laminage des bancs de cette série, car elle a été prise dans le réseau de failles et de fracturations du Système du Congo occidental.

b) Arkoses.

Les arkoses de Tsiga bi cota (rapide de la Nyanga) sont de teinte sombre et de texture assez fine : les grains sont de l'ordre de quelques millimètres de diamètre.

Sous le microscope, la pâte est faite de petits cristaux anguleux ou légèrement roulés et de séricite en bouquets plus ou moins flexueux. Les clastiques sont représentés : par du quartz hétérocristallin, parfois à extinction onduleuse; par des plagioclases et des orthoclases; par des épidotes; par des cristaux de carbonates, souvent maclés; par du sphène.

Ces arkoses contiennent quelques cristaux de pyrite.

c) Schistes.

Ce sont des roches à texture planaire ou linéaire à patine satinée gris verdâtre.

Sous le microscope, elles sont constituées d'un mélange phylliteux de chlorite et séricite et de très fins cristaux de quartz hétérogranulaires. Ces cristaux de quartz sont orientés, comme les phyllites, parallèlement au plan de schistosité. Viennent s'ajouter quelques grains métalliques d'ilménite ou de magnétite.

d) Schistes phylladiques d'aspect tillitique.

Ce sont des phyllades, en général de couleur grisâtre et à reflets verts. Sur la tranche se détachent de petits fusoïdes subanguleux ou arrondis de quartz.

Sous le microscope, dans une pâte quartzo-phylliteuse identique à celle des schistes, sont disséminés sans ordre apparent des éléments clastiques divers, anguleux ou arrondis : quartz, amas d'une mosaïque de fins cristaux de quartz, plagioclases, microclines, épidotes.

La seule schistosité de la roche modifie la répartition sans ordre des éléments clastiques.

Conclusion

Cette série présente une sédimentation monotone de dépôts gréseux et argileux, connus non seulement dans cette région mais dans les régions voisines.

On peut se demander si la généralisation de la sédimentation gréseuse (à l'exception de la région des rapides de la Nyanga) succédant à la sédimentation gréseuse de la série sous-jacente, ne représenterait pas une sédimentation continentale ou au moins subcontinentale. Des mouvements tectoniques à la fin de la subsidence de la Série de la Banza, peu apparents mais toujours poursuivis avec régularité dans le même sens, auraient pu faire émerger temporairement la chaîne bambienne en formation. Une large transgression, marquée ou non par des conglomérats locaux, aurait envahi ce domaine temporairement soulevé.

CHAPITRE IV

TECTONIQUE

La tectonique mayombienne en grands plis longitudinaux fut à l'origine de la répartition en faciès pélitiques orientaux et en faciès détritiques occidentaux. La formation d'une grande fosse allongée, ouverte en bordure de l'ancienne chaîne mayombienne, ne peut provenir que de la disposition étirée de cette ancienne Cordillère congolaise de l'époque mayombienne.

Les systèmes des monts Bamba et le Système du Mayombe présentent la même direction générale de plissement : *la direction mayombienne* oscillant autour d'un alignement SE-NO à ESE-ONO.

Cette concordance d'alignements ne peut s'interpréter que dans la poursuite du même mouvement ascendant du socle et de son basculement vers le NE.

Ce système, avec ses plis pressés, tantôt déversés vers la zone axiale, tantôt inclinés vers l'avant-pays, montre une tectonique complexe plastique de couverture calquant les effets moteurs, en soubresauts discordants, d'une tectonique cassante de socle.

Cette tectonique dans la couverture (le Système des Monts Bamba) s'est manifestée essentiellement par une schistosité discordante sur la stratification et par une microtectonique avec microplis chevauchés, faillés, décollés, imbriqués. Cette microtectonique est surtout sensible dans les roches argileuses éminemment plastiques.

Dans les roches siliceuses, plus dures, plus compactes, on observe des ondulations à grand rayon de courbure, avec un cisaillement le long de l'axe du pli anticlinal (haute rivière Gongo).

La division en écailles des plis, localement isoclinaux, semble être une conséquence de la superposition de la tectonique du Système du Congo occidental, avec lequel le Système des monts Bamba a réagi.

CHAPITRE V

RELATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

A. — RÉGION DU CHEMIN DE FER CONGO-OCÉAN (MOYEN-CONGO)

Dans la région du chemin de fer Congo-Océan (coupure Pointe-Noire) le Système des Monts Bamba a été défini et subdivisé par J. Cosson (1953-1955) en deux séries :

— la Série de M'Vouti à la base,

— la Série de la Mossouva au sommet.

J. Cosson donne comme faciès essentiel à la Série de M'Vouti un faciès pélitique de schistes ardoisiers, très légèrement lustrés, gris ou verdâtres, et de phyllades. Ces schistes et phyllades renferment des passées carbonatées peu puissantes, à aspect de cipolins schisteux. Ils correspondent vraisemblablement à nos dépôts gréseux à intercalations quartzo-carbonatées de la « boucle de la Nyanga ».

Vers le sommet s'interstratifient des grès-quartzites gris bleu, très compactes en lentilles, bancs et couches pendant que les schistes encaissants prennent un faciès ampéliteux. Ils semblent stratigraphiquement équivalents à nos couches de « quartzites des crêtes » à passées de schistes ampéliteux.

Dans la région des Monts Kaba et de la Nsessé, cette série débute par des arkoses dures, compactes ou schistoïdes de faciès très comparable à nos arkoses de la région « entre rivières Gongo et Mouissa ».

Les arkoses des Monts Kaba renferment localement des débris de schistes graphiteux du type Série de Sounda — ce qui confirme le ravinement du Système du Mayombe émergé.

Les arkoses des Monts Kaba et de la Nsessé passent par séquence alternante aux faciès schisteux et ardoisiers.

Les couches de la Série de Mossouva forment le soubassement de la majeure partie des Monts Bamba.

Des grès-quartzites feldspathiques à grains fins, pyriteux et sans ciment en constituent le niveau de base.

Le niveau moyen comprend tantôt des argilites compactes, tantôt des schistes psammitiques. Dans ces faciès pélitiques viennent s'intercaler en bancs ou en lentilles, des grès feldspathiques et des roches phtanitiques et jaspoïdes, noires, grises ou violacées. J. Cosson considère ces roches jaspoïdes comme provenant d'une épigénie de niveaux carbonatés.

Les faciès sont assez différents de ceux de la Série de M'Beïa, mais on observe la même

succession stratigraphique : un niveau essentiellement détritique à la base, surmonté d'un niveau pélitique.

La Série de la Mossouva est terminée par un niveau de grès-quartzites dolomitiques plus ou moins feldspathiques et quelques passées exclusivement dolomitiques. Ces roches n'ont été bien observées que dans le Tunnel de la Bamba.

Je n'ai jamais rencontré de niveau équivalent au Gabon. Il est possible que les cipolins dolomitiques des couches supérieures du Système de Oendelongo dans le Nord de l'Angola, puissent être parallélisés à ces roches grèso-dolomitiques et dolomies de la Série de Mossouva.

B. — RELATIONS AVEC LE BAS-CONGO BELGE

Au Système des Monts Bamba de l'A.E.F. correspond au Bas-Congo belge le *Système de la Sansikwa*. Ce système a été individualisé par J. Lepersonne (1951) dans le massif de Sansikwa-Lungezi. Il y a observé une discordance très nette des couches de ce système sur celles du Système du Mayombe.

De ce Système de la Sansikwa, J. Lepersonne (1951) et L. Cahen (1954) donnent les subdivisions et les puissances suivantes :

— Une assise inférieur (S_1), d'environ 500 mètres d'épaisseur, débute par un conglomérat à pâte schisteuse ou arkosique, par des arkoses à intercalations de phyllades zonaires plus ou moins conglomératiques et de quartzites feldspathiques.

L'assise proprement dite comporte un ensemble de phyllades, quartzo-phyllades, de psammites violets zonaires et de quartzites grossiers.

— Une assise supérieure (S_2) d'environ 850 mètres d'épaisseur comprend : quartzites, psammites, phyllades, cherts massifs zonaires, oolithiques ou pseudo-oolithiques. Le niveau supérieur est quartzo-feldspathique et certains horizons de cherts sont à stromatolithes grossiers.

L'assise inférieure semble pouvoir être parallélisée avec la Série de M'Vouti et plus facilement l'assise supérieure à la Série de Mossouva.

Il semble que les conditions de sédimentation étaient très comparables à l'époque du dépôt de l'assise inférieure : comblement d'une fosse à l'Est d'une chaîne fortement érodée, mais encore émergée à l'occident, d'où les faciès divers d'origine continentale ou péricontinentale.

C'est d'ailleurs l'opinion de L. Cahen (1954) lorsqu'il dit que le dépôt du Système de la Sansikwa s'est effectué principalement dans une fosse située à l'Est de la chaîne mayombienne, à proximité de ou sur l'avant pays de cette chaîne, alors que le rivage se trouvait près de l'axe de la chaîne.

Dans la région d'Inga-Monolithe, P. Thonnart (1957) a reconnu la succession suivante de bas en haut :

— schistes et phyllades gris, à schistosité bien marquée de 4 à 600 mètres de puissance;

— des quartzites à grain fin, très purs, de 50 mètres d'épaisseur;

— et enfin une série de phyllades verdâtres.

Cette succession est très comparable à celle que j'ai observée dans la « boucle de la Nyanga » pour la Série de la Banza. Et je pense que ce Système de la Sansikwa dans cette région serait réduit seulement aux faciès de comblement de la Série de la Banza (ou de M'Vouti).

C. — RELATIONS AVEC L'ANGOLA

J. Lepersonne (1951) rattache au Système de la Sansikwa des auteurs belges des phyllades, des cherts et des calcaires de la région de Bembé, placés dans le groupe supérieur de Oendelongo.

Il rapporte aussi à ce même système les « Métamorphic séries » de T. Marrack. Ces « Métamorphic series » reposent en discordance sur le « Complexe de base » et sont recouverte en discordance par les « Tillites series ».

Elles comprennent :

1. Un conglomérat de base à éléments du socle sous-jacent;
2. Des arkoses, grès siliceux, quartzites et des conglomérats à petits galets quartzeux;
3. Des phyllades, des schistes argileux micacés et des grès à grains fins.

CHAPITRE VI

SÉRIE DE L'OANO

Sur le substratum plutonisé du Chaillu se sont déposées, dans le bassin synclinal M'Bigou-Mimongo des couches faiblement métamorphisées et postérieurement redressées à la verticale.

Les couches de ce synclinal ont été classées par J. Cosson (1954*a*) avec les couches d'autres synclinaux indépendants en un même système, *le Système intermédiaire.*

Les séries déposées dans ces synclinaux indépendants possèdent en commun les caractères suivants :

— postériorité aux grandes granitisations;

— métamorphisme général peu profond, réparti dans la zone des schistes et dans celle des micaschistes supérieurs de J. Jung et M. Roques.

— silicification très marquée à différents niveaux.

Dans la zone de nos travaux, la Série de l'Oano n'existe qu'en petits compartiments effondrés et localisés dans la région de Makongonio.

Dans ce secteur se circonscrivent quatre compartiments principaux :

a) Le compartiment de la rivière Niéli, prolongé vers le Nord jusqu'à la rivière Biroundou.

b) Le compartiment du confluent de la Grande et de la Petite Biroundou.

c) Le compartiment de la haute Biroundou (il s'allonge vers le Nord jusqu'à l'Oano et au Sud il traverse la rivière Toumbi, avant de disparaître sous la couverture bouenzienne du plateau de Lounzo).

d) Le compartiment le plus oriental, le moins important, est inclus dans un affluent rive gauche de l'Oano.

Tous ces compartiments sont limités par des failles antébouenziennes, dirigées sensiblement NS magnétique.

Faciès de cette série.

Cette Série de l'Oano, dont l'ordre de succession est encore mal connu, comporte dans les quatre compartiments Makongonio les faciès suivants :

— des schistes verts, légèrement jaunâtres par altération, passant à des schistes ampéliteux par inclusion de matières charbonneuses;

— des bancs de jaspes noirs, veinulés de blancs;
— des grès argileux, à pâte fine;
— des grès feldspathiques carbonatés;
— des grès dolomitiques et quelques bancs de dolomies silicifiées.

Cette alternance de faciès est très peu différente de la série type définie par J. Cosson :

— schistes ampéliteux, souvent indurés et lustrés, plus ou moins charbonneux ou graphiteux, assez pyriteux. Ils donnent par altération des argiles schistoïdes, tendres bariolés;
— bancs de roches calcédonieuses, noires ou violacées, rubanées de blanc par altération. Ce sont en majorité des jaspes.
— grès argileux et grès-quarzites à séricite de néoformation;
— grès quartzitiques, feldspathiques, à ciment dolomitique et dolomies silicifiées associées;
— schistes sériciteux, fins, lustrés, de teinte claire.

La base en est constituée par une intercalation gréseuse généralement un peu conglomératique.

J. Cosson (1955*b*) a classé leurs phénomènes de silicification en trois types principaux :

1. Banc par banc à partir de certaines roches carbonatées;
2. Lit par lit ou en lentilles, dans les schistes;
3. Subhorizontales et encroûtantes à partir de schistes à pendage quelconque.

Paléontologie.

Aucune trace zoogène ou phytogène n'a été jusqu'ici déterminée dans ces couches.

Tectonique.

Ces compartiments sont effondrés, faillés et bordés par des mylonites et même des ultramylonites. Cette mylonitisation n'est guère visible que lorsque les épontes sont de nature différente : entre grès et schistes de la Série de l'Oano ou entre un faciès de cette série et les granites du Chaillu.

Dans ces quatre compartiments, la diversité des alignements des couches et de leurs pendages résulte vraisemblablement de l'effondrement de cette série dans la coupole plutonisée du Massif du Chaillu.

Des dykes de dolérites — de faible puissance — (quelques mètres), jalonnent ces zones faillées. Ils sont toujours orientés suivant la direction des accidents.

Dans la Tombi, au pied du plateau de Lounzo et de la couverture bouenzienne subhorizontale, des grès conglomératiques surmontés par des argilites lie-de-vin à violacée, recouvrent le compartiment faillé. La discordance montre que ces émissions fissurales et ces accidents sont antébouenziens, et qu'ainsi les séries déposées dans le Synclinal de la Nyanga viennent reposer en discordance majeure sur cette Série de l'Oano et sur le substratum plutonisé du Chaillu.

Comparaison avec les Séries du Mayombe

Au Mayombe la couverture discordante du Système du Congo occidental vient reposer sur la Série du M'Beïa (Mossouva) du Système du Bamba. Dans cette série, qui comporte des niveaux de grès et de schistes, on observe des intercalations de jaspes (Gongo et Mouissa) à altération blanche, très analogues aux jaspes de la Série de l'Oano.

J'estime comme J. Cosson (1955*b*) que ces deux séries situées sous les séries déposées dans le Synclinal de la Nyanga présentent de grandes analogies tant sédimentaires que de position stratigraphique. De ce fait on peut les paralléliser et on peut considérer que cette série de l'Oano correspond à une partie du Système des monts Bamba.

SEPTIÈME PARTIE

SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL DANS LE SYNCLINAL DE LA NYANGA

INTRODUCTION

Primitivement, V. Babet avait classé, à l'imitation des auteurs belges, E. Dupont, J. Cornet, F. Delhayes et Sluys, etc. les séries de ce système en plusieurs systèmes plus ou moins indépendants.

Les travaux successifs des géologues du Service géologique de l'A.E.F. et des géologues du Niari (C.E.A., BUMIFOM et Compagnie minière de M'Fouati) ont montré que les coupures entre ces différentes formations étaient mineures et que l'élévation de ces séries au rang de système était excessive.

J. Cosson (1955), en présentant les coupures Brazzaville et Pointe-Noire, reprit les conclusions des géologues africains réunis à Léopoldville (1945) et rétablit les positions stratigraphiques de ces diverses formations en les groupant dans un même système : *le Système du Congo Occidental.*

Le Complexe de Léboulou-Sibiti, après les travaux de L.L. Baud (1950) avait été ramené au rang d'étage Bouenzien puis présenté comme une série de ce système : *la Série de la Bouenza.*

La découverte en A.E.F. de la Série glaciaire du Bamba (Tillite inférieure du Bas-Congo) fit intégrer dans ce système les couches supérieures du Système Quartzo-Schisteux de V. Babet : « Les couches de Sékélolo », qui furent nouvellement définies sous le nom de Série de la Louila (J. Cosson 1953, 1955*a*).

Sous sa définition nouvelle, le Système du Congo occidental, dans le Synclinal du Niari comprenait alors de la base au sommet :

— la Série de la Tillite inférieure du Bas-Congo;
— la Série de la Louila et de la Bouenza;
— la Série de la Tillite supérieure du Bas-Congo;
— la Série schisto-calcaire;
— la Série de la M'Pioka;
— la Série de l'Inkisi.

Ainsi établi pour le Synclinal du Niari, ce système montrait une parfaite homologie avec les formations du Congo belge.

Mais dans cette colonie africaine, les auteurs belges conservaient en partie les grandes subdivisions en systèmes.

L. Cahen (1948) et J. Lepersonne (1950-1951*a*), en conservant les grandes subdivisions des anciens auteurs, réunissaient en un *Groupe du Congo Occidental* les systèmes suivants du haut en bas :

— *Système schisto-gréseux* (équivalent des séries schisto-gréseuses du Système du Congo Occidental) avec Série de l'Inkisi; Série de la M'Pioka; Série de la M'Fidi.

— *Tillite supérieure du Bas-Congo* (homologue de la Série de la Tillite supérieure).

— *Système du Haut-Shiloango* (équivalent des Séries de la Louila et de la Bouenza).

— *Tillite inférieure du Bas-Congo* (homologue de la Série de la Tillite inférieure).

— *Système de la Sansikwa* (homologue du Système des Monts Bamba, qui est considéré en A.E.F. comme un système indépendant du Système du Congo occidental).

Au Moyen-Congo français et au Gabon, la Série de la M'Fidi n'existe pas.

Dans la partie méridionale du Synclinal de la Nyanga, les études de P. Nicolini indiquaient déjà quelques particularités sédimentologiques propres à ce synclinal et différentes des conditions sédimentaires du Synclinal du Niari :

— absence de la Série de l'Inkisi;

— absence des couches supérieures de la Série de la M'Pioka;

— cristallisation en marbres et cipolins de roches carbonatées des Séries schisto-calcaires et de la Louila;

— continuité entre la Série glaciaire du Bamba et de la Série de la Louila.

Dans la boucle du Niari, il a montré également la présence d'un quatrième étage au sommet du Schisto-calcaire. Cet étage a été défini tout d'abord sous le terme de *Série de la Biboua.*

L'hétérogénéité des dépôts s'accuse en pénétrant dans la partie septentrionale de ce Synclinal de la Nyanga. Le parallélisme entre les niveaux inférieurs de la Série de la M'Pioka, classiquement définie au Bas Congo belge et dans le Synclinal du Niari, et les niveaux du Schisto-gréseux inférieur de cette région devient plus problématique.

L'opposition entre la sédimentation schisto-calcaire du flanc oriental et celle du flanc occidental est très nette.

La prééminence des faciès dolomitiques dans le Schisto-calcaire est un caractère particulier de ce synclinal. On y observe aussi de nettes différences dans la nature pétrochimique des roches de la Série de la Louila; les faciès schisteux semblent essentiels en bordure de la Chaîne du Mayombe.

Aussi ai-je été amené à apporter quelques modifications dans la nomenclature usuelle et à décrire la succession du Système du Congo occidental dans le Synclinal de la Nyanga avec quelques appellations locales pour faire ressortir ces particularités subsidentes.

Dans la région qui nous intéresse, je désignerai avec M. Nicklès (1952) la Tillite supérieure du Bas-Congo sous le nom de *Série glaciaire du Niari.* J'appellerai la tillite inférieure du Bas-Congo : *Série glaciaire du Bamba.*

D'autre part il n'est pas possible de subdiviser le Schisto-gréseux en plusieurs étages et nous utiliserons le terme plus général de *Série Schisto-gréseuse.* Enfin nous retrouverons l'étage SC_{IV} de P. Nicolini.

En définitive, la succession décrite sera la suivante de haut en bas dans ce Synclinal de la Nyanga :

— Série schisto-gréseuse supérieure très locale;

— Série schisto-gréseuse inférieure (Massif d'Ikoundou) et Série de la M'Pioka (Mont Fouari);

— Série schisto-calcaire avec 4 étages SC_{IV}
SC_{III}
SC_{II}
SC_{I}

— Série glaciaire du Niari (sur les flancs Ouest et Est);

— Série de la Louila (sur le flanc Ouest), Série de la Bouenza (sur le flanc Est);

— Série glaciaire du Bamba (sur le flanc Ouest seulement).

CHAPITRE I

SÉRIE GLACIAIRE DU BAMBA

a) Généralités.

L'origine glaciaire et la place stratigraphique de cette série tillitique à la base du Système du Congo occidental n'ont été déterminées en A.E.F. que depuis les travaux de P. Nicolini dans la « Boucle du Niari » et de J. Cosson dans la région des Monts Bamba et de Kimongo.

Lors du percement du tunnel du Bamba sur la voie du Chemin de fer Congo-Océan, ce complexe avait été décrit et signalé par J. Lombard et V. Babet sous le nom de « Schistes-conglomératiques ». Leurs idées divergeaient quant à leur position stratigraphique par rapport aux couches attribuées depuis au Système des Monts Bamba.

Mais déjà en 1932, V. Babet considérait, avec réserve, l'appartenance de ces poudingues schisteux à la base du Schisto-calcaire et émettait l'hypothèse de leur position, dans son Système Quartzo-schisteux, à la base des « Couches de Sékélolo ».

C'est J. Lepersonne (1950) qui, le premier, en étudiant le massif de Sansikwa-Lungezi au Bas Congo belge, l'individualisa et en précisa la place stratigraphique. Il dissocia la *Tillite du Bas Congo,* seul complexe glaciaire admis jusqu'ici à la base du Schisto-calcaire, en deux ensembles glaciaires : L'ensemble supérieur, *Tillite supérieure du Bas Congo* conservait sa place à la base du Schisto-calcaire et l'ensemble inférieur, *Tillite inférieure du Bas Congo,* se trouvait séparé du premier par le Système du Haut Shiloango.

L'assimilation de ces deux complexes en un seul fut conservée en A.E.F. jusqu'en 1953. Pourtant les géologues avaient eu l'occasion de le déceler.

Plusieurs géologues (Lissilour et Barras du Commissariat à l'Energie Atomique en 1948; moi-même en 1952; etc.) avaient signalés la présence de ces poudingues schisteux en bordure de la Chaîne du Mayombe et dans le Chaînon de Mongo. Mais ces poudingues schisteux n'avaient été considérés que comme des faciès anormaux de la Tillite du Schisto-calcaire.

En 1953, les travaux de P. Nicolini (Boucle du Niari) et de J. Cosson (Monts Bamba et région de Kimongo) révèlèrent que ces poudingues schisteux appartenaient à un complexe tillitique à la base du Système du Congo Occidental. La position stratigraphique de ce complexe tillitique était identique à celle de la *Tillite inférieure du Bas-Congo* belge de J. Lepersonne.

Dès lors les découvertes qui se succédèrent (plateau de Kondé; rivières Diana et di

Magni di Guembo; sources de la Bibora; rivières Lyemba, Douvala, Benxé, Mapembi, etc.) confirmèrent leur situation stratigraphique à la base du système et l'existence de deux séries glaciaires séparées par la Série de la Louila.

b) Composition de la série glaciaire du Bamba.

Dans notre région cette série est une superposition de poudingues à pâte schisteuse et d'intercalations schisteuses de même composition, mais sans galets.

La pâte schisteuse de teinte grise, à patine lustrée est un peu différente au Gabon de celle du Moyen-Congo.

Au microscope, celle du Gabon est composée d'une trame à chlorite, séricite et quartz; celle du Moyen Congo (en bordure du plateau de Kondé) renferme en plus une assez importante proportion de matières charbonneuses tachant les doigts.

Cette trame contient de nombreux fusoïdes aplatis et effilés à leurs extrémités. Ils sont disposés dans le litage de la roche. Ce sont avant tout des fusoïdes de quartz ou de jaspe et plus rarement de feldspaths ou de phyllites.

J. Cosson (1955*a*) considère cette disposition des petits clastiques en fusoïdes comme d'origine purement tectonique. Cette forme en fusoïdes résulterait d'un étirement sans écrasement ni rupture suivi d'une recristallisation sous tension et avec transport.

La pâte de ce poudingue renferme sans classement des galets pisaires à céphalaires roulés ou pseudocubiques, plus rarement d'un plus gros volume. Cette absence totale de remaniement démontre le peu de probalité d'un dépôt clastique effectué sous l'eau. Par contre ce poudingue réunit les probabilités d'une origine morainique : absence de classement des galets et blocaux; galets roulés et galets à faciès rabotés mélangés; pâte argileuse.

Les galets sont très hétérogènes : quartzites, grès-quartzites, granites, quartz, etc. Les galets sont en général beaucoup plus gros au NO. (Gabon) qu'au SE (Moyen-Congo). Dans les régions où j'ai eu l'occasion d'examiner cette série, les poudingues sont séparés par des zones schisteuses sans galets.

Je pense que ces intercalations doivent correspondre à une réduction du régime érosif glaciaire, conséquence de variations climatiques (par exemple : passage d'un climat glacial humide à un climat glacial sec entraînant une diminution des pressions des glaces) ou bien ces intercalations correspondent peut-être à des dépôts fluvio-glaciaires.

Par contre, dans la boucle du Niari, dans la région des monts Bamba et de Kimongo, P. Nicolini et J. Cosson signalent des intercalations schisteuses de texture extrêmement fine, régulièrement zonées; elles correspondent vraisemblablement à des dépôts de vases intermorainiques.

c) Activités éruptives.

Une activité éruptive a été signalée dans la région de Kimongo comme dans le Massif de Sansikwa-Lungezi au Bas-Congo belge. Des roches vertes de composition doléritique sont fréquemment interstratifiées dans ce complexe.

Dans la partie septentrionale du Synclinal de la Nyanga, il n'a été découvert jusqu'ici aucune manifestation éruptive contemporaine de cette formation.

d) Relations stratigraphiques.

La puissance de cette formation a été évaluée à 500 mètres dans la région de Kimongo et à 300 mètres dans la région du Niari. Il est difficile de l'évaluer dans cette région septentrionale du Synclinal très perturbée par la tectonique de choc, mais on peut l'estimer de l'ordre de 100 à 150 mètres, rarement beaucoup plus et souvent moins.

L'extension de cette moraine sédimentée du Bas Congo belge jusqu'au fond du Synclinal de la Nyanga présuppose un climat glaciaire comparable à celui des pôles actuels plutôt qu'un régime de glaciers en altitude.

SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL

Tillite de la Série glaciaire du Bamba

L 173 GV 55 G · 15 ×

Microplissements

L JL 30/48 G: 15×

Contrairement à la Série glaciaire du Niari, qui affleure sur les deux flancs du Synclinal de la Nyanga, la Série glaciaire du Bamba n'a jamais encore été reconnue sous la Série de la Bouenza (flanc NE). En effet, cette dernière série repose directement sur le substratum métamorphique et plutonique du Chaillu.

Cette absence de la Série glaciaire du Bamba sur ce massif peut s'expliquer :

— soit parce que le massif du Chaillu était encore immergé pendant cette période climatique;

— soit, au contraire, parce que le massif du Chaillu constituait le centre de la calotte glaciaire — ce qui pourrait ainsi faire comprendre l'absence de dépôts morainiques, la région centrale étant constamment couverte de glace — mais dans ce cas on aurait dû retrouver des traces morainiques résultant de l'ultime dégel du glacier;

— soit encore parce que, bien qu'émergée, cette région était soumise à un climat glacial continental aride, avec des précipitations faibles, aux eaux de fonte inexistantes et les quelques dépôts qui auraient pu se former étaient enlevés sous une ventilation intense.

Ce complexe glaciaire repose presque toujours, par lacune forte, sur le niveau gréso-quartzitique de base de la Série du M'Beïa, plus rarement sur les lambeau du niveau schisteux sus-jacent. Cette lacune stratigraphique, de l'ordre de 1 000 mètres de sédiments soit à peu près l'équivalent de toute la Série schisto-calcaire, implique, avant les premiers dépôts glaciaires, une émersion de la chaîne bambienne. Dans le moyen Niari, ce complexe tillitique peut reposer indifféremment sur les divers bancs de la Série de Mossouva, (homologue de la Série du M'Beïa).

La variabilité de cette lacune correspondrait aux irrégularités topographiques du substratum bambien, érodé avant l'installation du climat glaciaire.

Au Bas Congo belge, à la base du Système du Haut-Shiloango (équivalent de la Série de la Louila), les auteurs belges signalent des dépôts conglomératiques recouvrant cette série glaciaire, dont la surface supérieure est légèrement ravinée. Il existait donc un certain diastrophisme dans ces régions; le recul des glaces aurait été là plus hâtif. Il aurait facilité un ravinement et la formation de dépôts clastiques grossiers.

Dans la « boucle du Niari », P. Nicolini a constaté que le passage des tillites aux sédiments pélitiques de la Série de la Louila s'était fait insensiblement et sans diastrophisme même mineur.

Cette même continuité de sédimentation a d'ailleurs été observée dans l'Angola où le régime des glaciers de calotte au régime de glaciers en altitude et dépôts marins s'est effectué sans transition brutale.

Personnellement, dans la partie septentrionale du Synclinal de la Nyanga, je n'ai jamais repéré de niveau conglomératique à la base de la Série de la Louila. Tout au plus, je constate que les schistes à la base de cette série contiennent très localement des esquilles clastiques microscopiques. A mon avis, ces éléments détritiques fins correspondent à des remaniements sous-aquatiques peu importants, au début de la subsidence de la Série de la Louila et lors de l'installation d'un climat plus chaud.

e) Tectonique.

Cette Série glaciaire est plissée et fracturée.

Etant la plus ancienne du Système du Congo occidental, elle a subi toutes les phases de plissements de ce système.

La première phase, mineure, est postérieure au dépôt de la Louila car, entre cette série de la Série glaciaire du Bamba, il n'a été observé jusqu'ici aucune discordance angulaire même légère.

Par contre sa fracturation et son déversement de style isoclinal résultent des grands mouvements postérieurs à la Série Schisto-gréseuse inférieure. Ils sont vraisemblablement dus à l'écoulement des masses du Système du Congo occidental, se doublant d'une *tectonique fracassante* ou de choc.

CHAPITRE II

SÉRIE DE LA LOUILA (flanc Ouest du Synclinal)

A. — GÉNÉRALITÉS

Après l'identification, dans la région des Monts Bamba, de Kimongo et dans la Boucle du Niari, d'un ensemble schisto-conglomératique comme complexe glaciaire et périglaciaire (semblable à la Tillite inférieure du Bas Congo des auteurs belges), la série, intercalée entre ce complexe à sa base et la Série glaciaire du Niari à son sommet, prenait son individualité.

Le terme de *Système quartzo-schisteux* de V. Babet devenait caduc; ce système assemblait, en effet, les couches de cette nouvelle série et des couches appartenant aux formations plus anciennes que la Tillite inférieure.

Par ailleurs pour des raisons d'ordre stratigraphique et géographique, J. Cosson ne pouvait retenir l'expression de *Système du Haut-Shiloango* des auteurs belges. Aussi caractérisa-t-il cette nouvelle série sous le nom de : *Série de la Louila* (1953*a*).

Cette nouvelle série, dont la puissance était estimée à 600-650 m, J. Cosson la subdivisa en : couches inférieures ou *Couches de Diambala* et en couches supérieures ou *Couches de Sékélolo;* cette subdivision correspondait à deux cycles sédimentaires complets et superposés.

Dans la boucle du Niari, partie méridionale du Synclinal de la Nyanga, P. Nicolini (1956) établit pour cette même série une échelle complète en 23 horizons dont 4 horizons repéres : un horizon 15 de dolomie rose, minéralisée, et trois horizons périglaciaires (11 - 13 - et 16). Avec ces 23 horizons, cette série atteint une puissance de l'ordre de 850 à 1 000 mètre; mais le plus souvent les horizons supérieurs manquent par lacune d'érosion.

P. Nicolini fit remarquer que, dans la « boucle du Niari », il y avait une absence complète d'horizons détritiques à la base de cette série. De ce fait il mit en évidence la parfaite continuité de sédimentation entre le complexe tillitique inférieur et cette Série de la Louila.

P. Nicolini indiquait d'autre part qu'il n'apparaissait pas de séparation nette entre les deux groupes cycliques distincts de J. Cosson. Tout au plus devait-on constater une prédominance schisteuses vers la base et une dominante calcaro-dolomitique vers le sommet.

B. — PRINCIPAUX FACIÉS ET LEUR RÉPARTITION DANS LA ZONE SEPTENTRIONALE DU SYNCLINAL DE LA NYANGA

Dans la partie septentrionale de ce synclinal, il est difficile de caractériser, avec des coupes incomplètes et de nombreuses variations de faciès, un ordre de succession valable et comparable à celui de la Boucle du Niari ou de la région Pointe-Noire Brazzaville. Tout au plus distinguera-t-on une dominance des sédiments argileux à la base, et, vers le sommet, l'apparition de roches riches en carbonates ou de bancs de cipolins dolomitiques.

Par ailleurs cette série, continue depuis le Bas Congo belge, disparaîtrait en approchant du « couloir de l'Ovigui ». Dans cette vallée étroite la Série schisto-calcaire serait, apparemment, directement transgressive et discordante sur le socle.

Dans la plaine de Tchibanga, à la faveur de plissements post-Louila, du rejeu de failles du socle, la Série de la Louila émerge sous la forme d'un cordon de petites collines à peu près parallèles à la grande chaîne, avec en position anticlinale *la Série du M'Beïa.*

Le faciès le plus classique de cette série a été décelé dans la haute vallée de la Doussé Koussou, lors de l'ouverture du layon Klein II (mission C.E.A., 1955).

Entre la rivière Doussé Koussou (qui occupe le centre de la vallée) et son affluent, la Douba, qui s'écoule au pied du Mayombe), la *Série de la Louila* réapparaît à la faveur de plis anticlinaux et synclinaux. Les affleurements sont visibles dans plusieurs petites rivières : R_6, R_7, R_8, R_9, R_{10} et la Douba elle-même.

Dans la R_8, la *Tillite du Bamba* occupe le centre de replis anticlinaux, formés par des schistes gris vert et des phyllades gris bleuté; les plongements SO sont très accentués.

Dans la R_9, on retrouve cette même disposition. Dans les replis synclinaux, les roches sont représentées par des calcaires dolomitiques ou des dolomies gris sombre, légèrement zonés à faciès classique « Sékélolo ».

Dans la rivière Douba, intercalé entre des schistes et des grès grossiers de cette série, un banc de marbre dolomitique, silicifié et albitisé, pourrait être l'équivalent de l'horizon repère « 15 » de l'échelle de P. Nicolini.

A proximité, dans le Chaînon de Mongo, le plus important groupe de collines satellites de la plaine de Tchibanga, la tectonique cassante et laminaire a modifié les faciès de cette série et surtout les faciès carbonatés.

Les couches schisteuses y sont représentées par des alternances de schistes gris foncé compacts, par des schistes zonés gris ou verts (varves ?), par des phyllades, etc. A leur partie supérieure, ces schistes se chargent de carbonates et sont couronnés par un horizon schisteux à microbrèches.

Ces microbrèches sont essentiellement formées par des cristaux de quartz, souvent à extinction onduleuse, par quelques cristaux de plagioclases, de calcite ou de dolomite et plus rarement par quelques cristaux de biotite ou de chlorite.

Dans ce Chaînon de Mongo, cet horizon à microbrèches semble constant et pourraît peut-être servir d'horizon repère. Peut-on assimiler ces schistes carbonatés à microbrèches à un des horizons conglomératiques de l'échelle de P. Nicolini ? L'absence de coupe complète ne permet pas encore de l'envisager.

Les sédiments purement carbonatés ont été transformés en marbres et cipolins dolomitiques. Ils sont blancs, dynamisés et se présentent souvent sous l'aspect d'un pseudo-gneiss. Cette apparence résulte de lits sinueux et discontinus de chlorite dans le fond recristallisé de carbonates. Sous cette apparence, ils diffèrent des types classiques « Sékélolo ». Mais leur appartenance à cette série est très vraisemblable, car, au Mont Imboko, l'un des principaux sommets de ce chaînon, la tillite de la Série glaciaire du Niari repose directe-

ment et en discordance sur les marbres et cipolins de cette Série de la Louila. Les alignements tectoniques et les pendages de ces deux ensembles sont différents.

Les bancs de cipolins sont alignés, comme les schistes sous-jacents, suivant une direction de l'ordre de 337-335 N_m avec des pendages SO très redressés de 67 à 73°. La Tillite du Niari est par contre orientée sur 345 N_m avec un plongement de 45° SO.

Cette discordance angulaire paraît toutefois excessive suivant les observations courantes; elle est vraisemblablement due au laminage des bancs de ces deux séries le long du plan faillé.

Les sédiments carbonatés, métamorphisés ou non, vont par contre manquer dans les Monts Yana et Kouri; d'après les carnets de V. Babet, la Série glaciaire du Niari reposerait directement sur les schistes gris vert ou gris bleu de cette Série de la Louila. Ce qui implique ou bien une lacune tectonique par laminage des flancs anticlinaux, entraînant une disparition des couches supérieures de cipolins louiliens; ou bien une lacune de sédimentation, comme le suppose P. Nicolini.

De même le long du Mayombe cette série ne serait représentée que par des couches schisteuses.

Les bancs de cipolins ou bien échappent à l'observation parce que masqués par la surface latéritique ou bien manquent par lacune d'érosion ou de sédimentation.

Les schistes, en couches inclinées suivant un style isoclinal, sont tantôt déversés sur le Synclinorium métamorphique du Mayombe, tantôt suivent le mouvement de déversement général vers le NE.

Au Sud de la route de Mayoumba, les schistes sont finement plissotés et sont colorés en vert par d'abondantes particules de chlorite. Ils ne deviennent carbonatés que dans les couches supérieures.

Au Nord de la route de Mayomba, ces schistes sont lustrés, verts, à lits chloriteux comme les précédents, mais ils sont essentiellement calcareux et contiennent souvent des traces de minéralisation cuprifère. Toutefois leurs bancs seront d'autant plus calcareux qu'ils se situent plus près de la Série glaciaire du Niari.

Dans les secteurs des rivières Diana et di Magni di Guembo la mise en évidence des deux séries glaciaires par les diverses missions métallogéniques et par moi-même a permis d'estimer la puissance réduite de cette série à environ 300-400 mètres.

Ces faciès schisto-carbonatés vont se poursuivre plus au Nord, à travers la Nyanga, où ils vont constituer les rapides Doussoungoudi, Tsombi et Yifoubou.

Les bancs rocheux du rapide Doussoungoudi sont formés par des schistes psammitiques, gris bleuté, à patine lustrée, très riches en biotite détritique, associée à du quartz et consolidée par une trame carbonatée.

Au rapide Tsombi, les éléments clastiques de ces schistes sont répartis en lits fins dans la trame schisto-carbonatée.

Au rapide Yifoubou, le plus proche du Système du Bamba, les schistes phylladiques sont verts, encore carbonatés, mais ressemblent aux schistes verts signalés au Sud de la route de Mayoumba.

Entre les schistes à trame carbonatée du rapide Doussoungoudi et les cipolins dolomitiques de la série schisto-calcaire d'Ibanga, se dresse une falaise de cipolins beige rosé à lits chloriteux. Ces cipolins, à cristaux de dolomite, allongés et orientés, pourraient représenter un Louila supérieur inexistant dans les régions précitées de la bordure du Mayombe.

Au Nord de la Nyanga, quelques itinéraires ont encore localisé une Série de la Louila essentiellement schisteuse. Elle cesse d'affleurer au Nord du Mont Maïala.

En conclusion, sans pouvoir apporter les précisions stratigraphiques de P. Nicolini en 23 horizons, je puis toutefois indiquer que cette série comprend à sa base des schistes phylladiques à patine verdâtre, passant progressivement vers le haut à des schistes calcareux par inclusion dans leur trame de cristaux de calcite et de dolomite.

Ces schistes calcareux prennent une structure microbréchique à un niveau que nous ne pouvons préciser avec sûrcté. Il semble assez constant et paraît du moins antérieur au dépôt

des boues essentiellement carbonatées. Il est possible aussi qu'il n'existe pas qu'un niveau schisto-carbonaté à structure microbréchique; seule la découverte d'une coupe comparable à celle de P. Nicolini le long du Niari, permettra de trancher la question. J'ajouterais que localement des lentilles gréseuses viennent s'intercaler dans cette sédimentation schisteuse et carbonatée.

Nous retrouvons donc dans cette partie septentrionale du Synclinal de la Nyanga des conditions de sédimentation très comparables à celles de son bassin méridional. On observerait, semble-t-il, la même parfaite continuité de sédimentation passant de sédiments argileux purs à des sédiments carbonatés par transition schisto-carbonatée.

D'autre part je ferai remarquer l'importance du métamorphisme sur les roches de cette série. Les calcaires et les dolomies ont été transformés en marbres et cipolins par cristallisation des carbonates en cristaux de dolomite et de calcite maclés, par cristallisation de la silice en quartz et par apparition fréquente d'albite.

La cristallisation des éléments argileux des boues colloïdales a donné de la chlorite et de la séricite fibreuses et du quartz. Une schistosité de flux les a souvent orientés obliquement à la stratification.

C. — PÉTROGRAPHIE

1. Cipolins et marbres dolomitiques

a) *Les cipolins blancs.*

Sous le microscope, ces roches sont constituées d'une mosaïque de grands cristaux maclés de dolomite et de calcite accolés les uns les autres.

Dans cette trame carbonatée, le quartz présente quelquefois des faces d'accolement polyèdres; de l'albite fraîche apparaît.

Dans les roches non dynamisées, les phyllites sont orientées et sensiblement parallèles les unes aux autres.

Dans les roches dynamisées, les chlorites et séricites fibreuses sont réunies en paquets flexueux ou en touffes.

b) *Marbre dolomitique rose.*

Sous le microscope, cette roche est formée d'une mosaïque de dolomite et de calcite maclées, associées et accolées. Ces carbonates sont partiellement remplacés par du quartz et de l'albite.

2. Schistes carbonatés à structure microbréchique

a) *Schistes supérieurs de la rivière Diana et de la di Magni di Guembo.*

Ces roches comportent une trame de dolomite, séricite, chlorite et quartz dans laquelle se détachent des éléments clastiques bréchoïdes de quartz et de feldspaths plagioclases et des granules d'une mosaïque de quartz engrenés ou accolés.

b) *Schistes du Nioumbitsi, de l'Imboko et des collines de Massanga.*

La pâte de ces roches, sous le microscope, est formée de chlorite et de séricite fibreuses, intimement mêlées à du quartz; à ces minéraux essentiels s'ajoutent de l'albite et des carbonates (dolomite et calcite).

Les éléments microbréchiques, parfois orientés obliquement à la schistosité des phyllites

de la trame, sont représentés avant tout par du quartz souvent à extinction onduleuse; mais on discerne encore un peu de feldspaths (microcline et plagioclases) des carbonates et plus rarement de la biotite.

Dans quelques échantillons de la colline du Nioumbitsi, la trame de certains schistes se présente comme une alternance de cristaux fins et de cristaux plus importants. Les lits de cristaux fins comportent les minéraux déjà décrits (chlorite, séricite, quartz, albite, calcite et dolomie) et une répartition poudreuse d'oxydes de fer, plus ou moins limonitisés. Les lits de cristaux plus grossiers sont formés par une mosaïque de cristaux accolés de carbonates (dolomite et calcite) et de quartz sans ciment ou localement cimentés par de la chlorite et de la séricite fibreuses.

3. Schistes et phyllades non carbonatés de la Série de la Louila

Sous le microscope, ces schistes sont formés par de la chlorite et de la séricite, en fibres microscopiques enchevêtrées, et par du quartz.

On observe assez souvent, surtout dans les affleurements du Chaînon de Mongo, des traces estompées de litage original.

Parallèlement au plan de schistosité peuvent apparaître des « fêlures » remplies par une matière limoniteuse.

Dans les schistes de cette série, sur le flanc oriental du Mayombe et en particulier dans la rivière Boumba, se sont disposés, parallèlement à la schistosité, des cristaux étirés de magnétite ou d'hydrates de fer.

D. — PALÉONTOLOGIE

Je n'ai pu retrouver les bancs calcaro-dolomitiques à stromatolithes signalés par P. Nicolini vers la base de cette série — ou les bancs à stromatolithes situés vers le sommet de son homologue, le Système du Haut-Shiloango au Bas-Congo belge.

Je ne pense pas que le banc de cipolin de la rivière di Magni di Guembo puisse être considéré comme construit par des organismes du genre stromatolithe, mais correspondrait à une dissolution des strates carbonatés et la persistance en relief des joints schisteux.

CONCLUSION

Pendant que la glaciation de la Série glaciaire du Bamba se réduisait à des glaciers de montagne, la mer transgressait sur les rives libérées et se sédimentaient les dépôts schisteux de la Série de la Louila.

Puis avec un réchauffement progressif du climat pouvait s'instaurer un changement dans le régime des dépôts. Les boues calcaires devenaient plus abondantes.

Certains horizons zoogènes (stromatolithes) sont connus dans ce synclinal.

Une mer chaude baignait les hautes montagnes de l'ancienne chaîne bambienne encore couvertes de neige. Leurs glaciers, maintenus en altitude, envoyaient, par les fleuves ou par des glaces flottantes, des argiles à blocaux qui venaient se sédimenter sur les boues argileuses ou calcareuses déjà déposées.

CHAPITRE III

SÉRIE DE LA BOUENZA (flanc est du synclinal de la Nyanga)

A. — GÉNÉRALITÉS

Sur le flanc NE du Synclinal de la Nyanga, le substratum granitique et métamorphique du Chaillu est recouvert en grande discordance par des couches gréso-feldspathiques et argilo-schisteuses. Cette formation est surmontée directement en légère discordance par la Série glaciaire du Niari.

En intégrant cette formation discordante dans son *Système Quartzo-schisteux* (1932), V. Babet a réuni sous le terme de « *Complexe de Léboulou-Sibiti* » des grès et psammites, des argilites gréseuses rouges, des grès feldspathiques gris calcareux, avec parfois des intercalations de calcaires schisteux gris-bleu à lits conglomératiques.

L. Baud (1950), en étudiant ce complexe dans la région des chutes de la Bouenza, mit en évidence et différencia deux horizons gréseux épais, séparés par une assise schisteuse. Il remplaça le terme de Complexe de Léboulou-Sibiti par celui d'*Etage Bouenzien* et personnifia les trois niveaux sous les lettres A, B et C.

J. Cosson (1955) estima que cet étage Bouenzien a une position stratigraphique homologue de celle des Couches de Diambala de la Série de la Louila.

Mais alors que la Série de la Louila s'intercale entre deux séries glaciaires, la Série de la Bouenza repose directement sur le substratum.

L'incertitude quant à l'assimilation de ces couches bouenziennes aux Couches de Diambala ou aux Couches de Sékélolo dans la définition de la Série de la Louila de J. Cosson n'a pas été levée.

Des études locales de P. Nicolini (1954-1955) et de R. Boineau (1956) mettent en évidence une assise calcaro-marneuse qui, dans la région de Divénié, semble être supérieure aux grès de l'horizon C.

Dans la région de Sibiti, R. Boineau (1956) trouva au-dessus d'une assise argilo-marneuse, très comparable à celle de Divénié, une assise de grès calcareux. Il estime que ces deux assises ou bien représentaient des niveaux inconnus sur Divénié et Lébamba ou bien correspondaient à des faciès latéraux des horizons B et C de l'échelle de L.L. Baud.

Je serais assez partisan de considérer, comme J. Cosson, les niveaux Bz^{a-c} de cette Série de la Bouenza comme les équivalents des assises inférieures de la Série de la Louila (Couches

de Diambala de J. Cosson). Une érosion, aussi active sur le Chaillu que sur le Mayombe, aurrait enlevé les couches supérieures bouenziennes antérieurement au dépôt de la Série glaciaire du Niari.

Les assises supérieures Bz^d d'argilites calcareuses et Bz^e de grès calcareux, trouvés par R. Boineau sur Divénié et Sibiti, seraient les témoins de ces anciennes couches supérieures. Il y aurait donc une lacune d'érosion tout à fait comparable à celle observée sur le flanc occidental de ce Synclinal de la Nyanga.

B. — PRINCIPAUX NIVEAUX ET RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DE LEURS AFFLEUREMENTS

Dans le bassin de la N'Gounié, sur le flanc oriental du Synclinal de la Nyanga, je n'ai pas remarqué de modifications notables dans la succession classique de L.L. Baud (1950) du moins pour les niveaux supérieurs.

Le niveau Bz^a est représenté par des grès arkosiques, plus ou moins recristallisés.

En fait ce niveau est très souvent ramené à des bancs peu épais de grès bréchiques, à ciment carbonaté et à éléments du substratum immédiat.

Ces grès bréchiques sont remplacés dans la région de Makongonio, de Toumbi et de Lounzo par un conglomérat très sporadique en gisement subhorizontal. Cette assise conglomératique renferme surtout des galets de la Série de l'Oano sous-jacente (Toumbi; Niéli).

Très couramment ce niveau Bz^a manque et l'assise Bz^b d'argilites est alors directement transgressive sur le soubassement (Série de l'Oano plissée et redressée; batholite plutonique du Chaillu).

Cette transgressivité directe de l'assise Bz^b est particulièrement observable sur la route Lébamba-Mimongo, à proximité du km 16,700. Elle est nette sur la rivière Oua Mitounga au Sud-Est de la route Lébamba-M'Bigou et sur cette route elle-même.

Bien que directement transgressif sur le substratum, ce niveau Bz^b ne comporte pas à sa base de bancs contenant des clastiques grossiers ou fins.

Cette assise est formée essentiellement d'argilites rouges à lie-de-vin; sa surface est rendue brillante par une multitude de paillettes de micas disséminées.

Ces argilites se délitent facilement en plaquettes et prennent par altération une teinte ocre à ocre verdâtre.

Ces argilites rouges, plus ou moins schistifiées, passent, entre les villages Moukoundou et Moukanga (sur M'Bigou), aux grès supérieurs par l'intermédiaire de grès argileux.

Géographiquement, ce niveau Bz^b, au Sud de la route Lébamba-M'Bigou, s'étale jusqu'à la Louetsié. Entamé par l'érosion, il laisse apparaître le substratum dans le fond des vallées de la Louetsié et des Douaï.

L'horizon Bz^c, encore plus largement transgressif constitue la principale couverture bouenzienne de la région.

Ce sont des grès blancs ou grisâtres, à éléments assez fins. Les feldspaths, très souvent kaolinisés, sont facilement reconnaissables.

Près de Lébamba, les grès de ce niveau dressent leurs bancs à travers la Louetsié et disparaissent sous la série schisto-calcaire inférieure de la « Butte de Bongolo ».

De Lébamba à Divénié, cet horizon a un contour capricieux et épouse mollement la topographie de son soubassement.

A Divénié, la Bibaka creuse son lit dans cet horizon.

Légèrement à l'Ouest du Poste de Divénié, suivant l'axe Chutes de di Magni de la Nyanga-Divénié-Moupitou, ce niveau est recouvert par les tillites rouges ou grises de la Série glaciaire du Niari.

Vers l'intérieur du batholite du Chaillu, on retrouve de nombreux souvenirs de l'extension de cette série bouenzienne.

Le plateau N'Doubi-Lenzolo et la butte de Makongonio en sont des témoins.

Les forages F_3 et F_7 (J. Cosson, 1955*b*) effectués par la Société de Recherches diamantifères (SOREDIA) ont montré que cette couverture bouenzienne venait mourir dans ce secteur sur un massif du Chaillu émergé.

Au forage F_7, la Série de la Bouenza, avec ses trois horizons, est réduite à 6,25 mètres :

— niveau C : 2,45 m de grès quartzites feldspathiques à ciment calcareux; le grain est fin et la roche est parfois légèrement conglomératique;

— niveau B : 3,10 m d'argilites en plaquettes, brunes à lie-de-vin, plus ou moins psammitiques et légèrement marneuses;

— niveau A : 0,70 m d'un grès bréchoïde à ciment carbonaté et débutant par une zone à petits éléments anguleux du substratum granitique.

L'absence de la Série de la Bouenza dans certains sondages a été interprétée par J. Cosson (1955*b*) comme résultant d'une topographie très vallonnée. Les dépôts bouenziens arkosiques ou conglomératiques de base seraient venus combler des dépressions avant le large étalement des argilites bouenziennes du Bz^b.

Il est possible, d'après la texture et l'isogranulité des éléments des grès bouenziens du niveau Bz^c, que ces grès soient d'origine continentale : Origine continentale de déserts glacés peut-être ?

C. — PÉTROGRAPHIE

L'isogranulité des éléments des grès feldspathiques du niveau Bz^c est frappante et constitue dans cette région une de leurs caractéristiques principales. Le diamètre de ces grains (quartz, jaspe et feldspaths) est toujours inférieur à 0,5 mm.

Sous le microscope, ces grès sont formés de globules presque toujours bien arrondis, accolés les uns aux autres sans ciment.

Dans certains échantillons, ces grains se sont interpénétrés ou impressionnés (?)

Ces grains de quartz, jaspe ou feldspaths (microcline et plagioclases) présentent presque toujours des extinctions onduleuses. Quelques grains quartzeux sont représentés par un globule de quartz en mortier, engrenés les uns les autres.

Les phyllites, facilement détruites, sont exceptionnelles.

Lorsque des vides subsistent entre les grains, ces intervalles intergranulaires sont comblés par des débris subanguleux divers ou par de la calcite qui moule les grains.

Les argilites du niveau Bz^c montrent sous le microscope une pâte argileuse subisotrope dans laquelle « nagent » quelques phyllites en faible quantité.

La calcite est parfois présente et se présente en amas.

Dans les variétés plus siliceuses, on constate une certaine orientation, décelée par des alignements de granules de quartz.

Ces mêmes faciès pétrographiques s'observent non seulement dans le cadre de la coupure Mayoumba Est, mais sur Sibiti Ouest. Ils montrent donc une uniformité dans les conditions de sédimentation du flanc NE du Synclinal de la Nyanga.

D. — TECTONIQUE

La Série de la Bouenza, faiblement inclinée suivant un pendage SO de l'ordre de 3 à 5°, repose en discordance angulaire majeure sur un soubassement. Celui-ci est représenté par

une série métamorphique, la *Série de l'Oano,* redressée à peu près à la verticale, et surtout par le substratum plutonique et migmatitique du Chaillu.

Bien que très faiblement et régulièrement inclinée, cette Série de la Bouenza semble avoir été affectée de mouvements tectoniques antérieurs au dépôt de la Série glaciaire du Niari.

Les grès de cette série sont régulièrement diaclasés et les argilites du niveau B présentent assez souvent de petits plissotements locaux (vers les km 14 et 15 de la route Lélamba-M'Bigou).

R. Boineau (1956) sur la coupure Sibiti Ouest a signalé que les diaclases des grès supérieurs Bz^c étaient toutes parallèles entre elles suivant un alignement 60° NE.

Il est intéressant de faire remarquer que cette direction des diaclases est analogue à la direction combienne de fractures des séries supérieures du Système du Congo occidental dans le Synclinal du Niari. D'autre part, qu'elle est semblable à la direction prémayombienne du socle du Mayombe.

R. Boineau a remarqué d'autre part que les plissotements et foisonnements des argilites avaient lieu entre deux lèvres diaclasées de ces grès du Bz^c.

Je pense que ces phénomènes peuvent se comparer à ceux décrits par M. Gignoux (1948-1949) et L. Moret (1950) sous le nom de *tectonique d'écoulement laminaire saccadé.*

Sous le soulèvement lent et progressif de la masse du batholite du Chaillu, les couches superficielles représentées par la Série de la Bouenza se décolleraient de leur substratum et tendraient à s'écouler. Par suite de la différence de rigidité et de plasticité des grès et des argilites, les grès supérieurs rigides s'écoulent moins rapidement que les argilites, plus plastiques et servant de lubrifiant, se brisent et se tronçonnent en grandes plaques normales au sens d'écoulement. Entre les parties tronçonnées de ces grès, les argilites tendent à saillir; comprimées par deux plaques gréseuses diaclasées, elles se plissent et se replissent créant ainsi ces plissotements locaux signalés en bordure du Chaillu.

Cet écoulement laminaire pourrait d'autre part expliquer l'allure schistosée que prennent parfois ces argilites.

CONCLUSION

La difficulté d'assimilation de cette Série de la Bouenza à la Série de la Louila provient d'un régime subsident différent sur les deux chaînes.

Alors qu'en bordure du Mayombe la mer venait lécher la base des hauts pics enneigés, sur le Massif du Chaillu régnait, à mon avis, un régime de dépôts désertiques.

La transgression marine, marquée sur le Chaillu par les argilites Bz^b, aurait donc été plus précoce sur le flanc occidental de ce Synclinal de la Nyanga. Le bassin de subsidence en bordure du Mayombe se serait plus rapidement dégagé des glaces qui le recouvrait et se serait aussi plus vite approfondi.

Le soulèvement de la masse du Massif du Chaillu aurait eu pour conséquence le décollement de la couverture bouenzienne de son substratum. Elle se serait écoulée avec rupture des masses grèseuses devenues rigides et foisonnement des masses argilitiques plastiques.

Il semble que cet écoulement de la Série de la Bouenza se soit exercé dans une direction différente de celle suivie par la Série de la Louila.

Pour les séries supérieures du Synclinal du Niari, il faut peut-être envisager une surimposition de deux tectoniques laminaires contraires, entraînant l'intrication et la superposition des failles mayombiennes (NO-SE) et combiennes (OSO-ENE).

En tout état de cause, les mouvements de rupture des grès bouenziens et de foisonnement des argilites apparaissent comme post-bouenziens mais antérieurs à la Série glaciaire du Niari.

Cette série est venue en effet recouvrir indistinctement les lambeaux des assises supérieures ou les couches inférieures réduites aux niveaux Bz^{c-a}. D'autre part, ces mouvements cassants ne se répercutent pas dans la Série glaciaire du Niari.

CHAPITRE IV

SÉRIE GLACIAIRE DU NIARI

GÉNÉRALITÉS

Jusqu'aux travaux de J. Lepersonne au Bas-Congo belge (1950, 1951*a*), de P. Nicolini et de J. Cosson dans les Synclinaux du Niari et de la Nyanga, un seul complexe glaciaire était connu et identifié comme une succession de poudingues d'origine glaciaire et de sédiments interglaciaires ou périglaciaires.

Contrairement à la série tillitique du Bamba, qui n'apparaît qu'en bordure du Mayombe, celle du Niari est connue en A.E.F. sur les deux flancs synclinaux du Niari et de la Nyanga.

Sur le flanc oriental de ces deux synclinaux, cette série glaciaire s'allonge en une bande continue depuis Pangala, près de Brazzaville, jusqu'à Lébamba au SE de Mouila. Au NO de ce dernier poste, chef-lieu régional, J. Cosson indique que cette série ne se présente plus qu'en îlots restreints.

Cette série est encore connue par sondages dans le petit plateau de Makongonio, près de M'Bigou, mais avec une puissance très réduite.

Sur le flanc occidental, cette série tillitique, plissée et faillée, comme tout le système du Congo occidental, se présente en bandes étroites parallèles et peut disparaître localement à la faveur de failles.

1. — LA SÉRIE GLACIAIRE DU NIARI SUR LE FLANC ORIENTAL DU SYNCLINAL DE LA NYANGA (de Divénié à Lébamba)

Très épaisse dans le bassin Synclinal du Niari (125 à 170 mètres), cette série n'a plus que 80 mètres dans la vallée de la Léboulou (Coupure Sibiti Ouest), que 20 mètres de puissance à la chute di Magni de la Nyanga, qu'une quinzaine de mètres à la chute Labo-Labo de la N'Gounié. Elle s'amenuise et se réduit à 5 - 6 mètres près de Lébamba.

De Divénié à Lébamba, elle affleure en un circuit sinueux. De la chute di Magni de la Nyanga, cette série traverse la route de Divénié au Pont de la Nyanga, près du kilomètre 3,5;

elle se dirige vers le Nord en empruntant l'artère Divénié-Moupitou, en affleurant dans les rivières M'Bassa et Dissimba. On la retrouve ensuite dans la rivière Miengué et près du village Moupila au Sud de la N'Gounié.

Elle traverse cette grande rivière à la chute Labo-Labo, pour rester presque tout le temps sur sa rive droite et pour venir se pincer près de la butte de Bongolo, au Sud-Ouest de Lébamba.

a) Description de la Tillite du Niari.

Cette série est une superposition de poudingues non stratifiés à pâte argilo-gréseuse grise et argilo-calcareuse mauve à violacée.

Ils sont surmontés par une assise d'argilites psammitiques mauves à violacées, qui contiennent à la base quelques petits galets gréseux de type bouenzien (colline de Bongolo - village Moupila). Ces poudingues peuvent d'autre part être couronnés par des argilites zonées (sondages de Makongonio) (J. Cosson 1955b). Sur Sibiti Ouest, P. Nicolini signale en outre dans cette série glaciaire des intercalations gréseuses de faciès grès bouenziens Bz^c.

La pâte argileuse des poudingues emballe sans classement des galets et des blocaux, arrondis, aplatis, pseudocubiques.

Ces galets et ces blocaux sont d'origine diverse : grès bouenziens, quartzites, granites hétérogènes, amphibolites. Dans la rivière M'Passa, près de Divénié, j'ai même récolté un échantillon de poudingue violacé contenant un galet de tillite d'une précédente avancée morainique.

b) Pétrographie.

Au microscope, le ciment des poudingues, qu'il soit rouge ou gris, est un mélange de particules de calcite, d'argile pratiquement isotrope et d'un peu de silice. Ce ciment contient des esquilles non classées, arrondies ou bréchiques, plus ou moins aplaties de : quartz, carbonate, quelques feldspaths, magnétite et plus rarement biotite et amphibole.

Sous le microscope, le ciment de l'argilite de l'assise supérieure se présente comme un fond argilo-limoniteux à peu près isotrope. Dans ce fond se répartissent sporadiquement quelques très fines esquilles détritiques de quartz, micas et feldspaths. Ces esquilles, de forme plus ou moins ovoïde, indiquent un léger transport.

2. — LA SÉRIE GLACIAIRE DU NIARI SUR LE FLANC OCCIDENTAL DU SYNCLINAL DE LA NYANGA

Plissée avec les autres séries du Système du Congo Occidental, cette série glaciaire va apparaître sur les flancs anticlinaux de la Série de la Louila, dans la vallée de la Doussé Koussou, autour des Monts Sanga, Imanga, Yana, Kouri et le Chaînon de Mongo.

Prise dans les réseaux de failles qui longent la chaîne du Mayombe, cette série fait souvent défaut.

Sur le flanc occidental de ce Synclinal, elle est contituée par des poudingues, à pâte gréso-calcareuse de teinte claire dans les tons gris verts, non stratifiée, et par des bancs argileux schistifiés. Ces derniers sont surtout visibles au sommet de la série.

Comme sur le flanc oriental, cette pâte emballe sans classements des galets divers, roulés, aplatis et pseudo-cubiques de : marbres roses et cipolins blancs dolomitiques de la Série de la Louila, quartzites de séries diverses, jaspes de la Série du M'Beïa, granites, quartz, etc.

La grosseur des galets est très variable. Dans le chaînon de Mongo, leur taille est pisaire à pugilaire.

Sur le flanc oriental de la Chaîne du Mayombe, ces blocaux peuvent être volumineux (rivière Diana) ou très petits (affluent de la rivière Niatsitsi). Je n'en ai jamais observé de striés.

Entre quelques bancs de poudingues ou reposant sur les poudingues superposés apparaissent des argilites schistifiées de teintes vertes ou mauves. Les unes contiennent encore quelques galets subanguleux, rarement pseudocubiques, de quelques millimètres de diamètre; les autres sont sans galets apparents.

Sous le microscope, les tillites présentent à peu près les mêmes caractères des tillites du flanc oriental du Synclinal. Mais, avec l'argile isotrope du ciment, le quartz et la calcite ou la dolomite bien cristallisée et souvent maclée, sont répartis d'une façon disparate.

Conditions de sédimentation de la Série glaciaire du Niari.

La continuité du cordon tillitique de cette série glaciaire sur plusieurs centaines de kilomètres présuppose une sédimentation glaciaire de glacier continental (Inlandsis) plutôt que de glaciers en altitude, comme l'avait suggéré Lagotala (1933).

J'ai signalé ci-dessus une diminution constante et rapide de la puissance de cette série depuis le Niari (150 mètres) jusqu'à Lébamba (5 à 6 mètres).

Les variations de puissance de cette série est à mon avis une conséquence de la variabilité du pouvoir d'érosion des glaces d'un glacier continental et de l'éloignement du centre de la calotte glaciaire. Les épaisseurs de cette série ne seront pas les mêmes sur les parties marginales de l'inlandsis et centre de la calotte glaciaire.

Il est admis que le sous-sol d'un glacier continental est un sol congelé, très dur et qu'il se comporte comme un matériau très résistant à l'érosion. La pression glaciaire n'aura donc qu'un pouvoir érosif faible au centre de ce glacier alors que sur les parties marginales elle sera très forte et expulsera facilement les matériaux morainiques inclus dans la glace et transportés par celle-ci.

En son centre, la calotte est continuellement recouverte de glace. Les sédiments arrachés au substratum sont pour la plupart emprisonnés dans ce sous-sol congelé et ne seront guère libérés que lors de l'ultime dégel. Cette moraine de fond sédimentée (Tillite) sera donc très épaisse sur ses parties marginales alors qu'au centre de l'inlandsis, elle n'aura qu'une faible épaisseur et sera rarement complète et bien conservée dans des vallées sous-glaciaires.

Sur les parties marginales, soumises aux alternatives de gel et de dégel saisonnier, d'avance et de recul glaciaire, les sédiments transportés seront libérés. Il se formera donc en bordure de la calotte des moraines sédimentées (Tillites) épaisses et complètes.

La nature polygénique de la tillite (galets de granite, de quartzites, grès bouenziens, marbres et cipolins dolomitiques louiliens) souligne les possibilités de transport à longue distance des glaces d'un glacier continental et de l'extension géographique de cette série.

Chaque recul du glacier continental facilitera le durcissement des sédiments glaciaires.

Relations stratigraphiques.

Partout où son contact inférieur a pu être observé, la Série glaciaire du Niari repose sur une surface ravinée et en discordance plus ou moins accentuée sur les terrains sous-jacents :

— soit sur les cipolins et marbres dolomitiques louiliens (chaînon de Mongo) ou sur les schistes calcareux louiliens (rivière Diana) de la Chaîne du Mayombe;

— soit sur les grès bouenziens Bz^c du Massif du Chaillu.

R. Boineau (1956) indique qu'exceptionnellement un lambeau de tillite repose directement sur les argilites bouenziennes Bz^b (Coupure Sibiti Ouest).

La discordance angulaire serait la conséquence des mouvements lents du socle qui élevèrent les chaînes du Mayombe et du Chaillu et qui déterminèrent un écoulement saccadé des masses superficielles.

Le ravinement des terrains sous-jacents serait, dans la région du Niari, d'après J. Cosson

de l'ordre de 100 mètres. Cet ordre de grandeur semble valable pour la bordure SO du Synclinal; il est peut être excessif pour son flanc oriental.

P. Nicolini indique que, sur Sibiti Ouest, la Série glaciaire du Niari comprend, outre les poudingues successifs et les argilites supérieures, des intercalations intertillitiques de grès-quartzites vert clair de faciès bouenzien. Les poudingues comportent des blocaux, parfois de plusieurs mètres cubes, de granites, quartzites, etc., mais rarement de grès bouenziens.

De ce fait, P. Nicolini estime que cette récurrence de grès bouenziens et la rareté des galets et blocaux de la Série de la Bouenza indiqueraient que la Série bouenzienne était en grande partie immergée pendant la phase glaciaire du Niari.

Effectivement on peut penser que, réduite à une mer gelée, l'ancienne mer louilienne (ou bouenzienne) pouvait donner quelques dépôts détritiques en bordure des pays émergés, couverts de glace.

J'émets toutefois cette hypothèse : les grès interllitiques de faciès bouenzien pourraient représenter d'anciens sables éoliens chassés sur la neige dans des déserts froids et arides.

Cette grande glaciation, représentée par les tillites, a été suivie d'un retrait. Dans le bassin progressivement libéré se sont déposés des sédiments moins tillitiques et de plus en plus argileux sur le flanc occidental et des argilites sur le flanc oriental (argiles psammitiques de Bongolo, argilites zonées de Makongonio). L'ancienne mer Bouenza-Louila reprenait possession de ses anciennes côtes.

A la « Mer des argilites » de la fin de la Série glaciaire du Niari, succède une immense « Mer morte précambrienne » à sédimentation de style lagunaire.

La surface régulière de cette série tillitique du Niari a été recouverte par un dépôt d'épaisseur et de nature chimique uniforme aussi bien dans les synclinaux de la Nyanga et du Niari qu'au Bas Congo belge et qu'en Angola.

Une simple surélévation du socle put réduire cette « Mer des argilites » en un immense lac sursalé ou en une mer fermée ou quasi fermée réalisant ainsi les conditions nécessaires aux dépôts de style lagunaire de L. Cayeux : dépôts en eaux calmes; surchauffe et sursalure; azoïsme; précipitation directe de la dolomie à texture cryptocristalline, etc.

La plupart des auteurs admettent actuellement que la grande transgression schisto-calcaire n'aurait effectivement débuté qu'à partir du niveau SC_{Ib} de l'étage inférieur de cette série. Cette transgression aurait progressé du Sud-Est vers le Nord-Ouest et recouvert en partie les chaînes du Mayombe et du Chaillu.

CHAPITRE V

SÉRIE SCHISTO-CALCAIRE

1. Généralités.

Le nom de Schisto-calcaire fut employé pour la première fois et octroyé par Pechuel-Loesche (1876) à un ensemble de couches dolomitiques, calcaires et marneuses.

J. Cornet (1897) reprit ce terme pour caractériser le système dit Schisto-calcaire et il fut conservé par la suite par les auteurs belges et français.

La stratigraphie de ce Système schisto-calcaire fut établie par F. Delhaye et M. Sluys (1918-1920 et 1923-1924) au Bas Congo belge.

Ils subdivisèrent ce système en cinq niveaux, regroupés en trois séries.

Les falaises de Manguvu, au bord du Congo, à proximité du village de Bulu, servirent à définir les deux premiers niveaux.

Les 11 à 12 m de dolomies roses ou grises, à texture fine et stratifiées en bancs, reposant sur 8 m de Tillite du Bas Congo (poudingues de la Série glaciaire du Niari) constituèrent le niveau de base C_I.

Les couches superposées à ce niveau dolomitique représentèrent le *niveau de Bulu* proprement dit. C'est une alternance répétée, de 350 m de puissance environ, de calcaires argileux en bancs minces, de schistes calcareux, de macignos souvent psammitiques, de grès calcareux.

Le type du niveau supérieur (C_3) fut pris dans la rivière Luanza, affluent de la rive gauche du Kwilu. Le *niveau de la Luanza,* ces auteurs le décomposèrent en deux parties : une partie inférieure C_3^1 de calcaires gris bleu, argileux en bancs minces passant sans transition bien marquée à la partie supérieure C_3^2, calcaires gris clair à texture oolithique, stratifiés en bancs épais et massifs et formant des « terrasses » schisteuses accidentées. Ce niveau de la Luanza a une puissance de l'ordre de 100 m.

Ils placèrent arbitrairement, la séparation entre le niveau de Bulu et le niveau de la Luanza, dès que les passées gréseuses cessent d'exister dans les calcaires argileux.

Une limite nette de sédimentation délimitait ce niveau de la Luanza du niveau sus-jacent (C_4), qui fut défini par F. Delhaye et Sluys avec les bancs de calcaires variés de la rivière Lukunga, affluent de la rive gauche du Congo. Ces trois premiers niveaux représentèrent la série inférieure de ce système.

Le niveau de la Lukunga (C_4) de 300 m d'épaisseur, comprenait à la base : des schistes et psammites calcareux, puis des calcaires variés (calcaires gris bleu cristallins en bancs

épais; calcaires argileux compacts, rubannés et de teintes diverses; intercalations fréquentes de schistes calcareux, cherts nombreux; meulières abondantes et volumineuses). A sa partie supérieure reposent : des calcaires schistoïdes noirs oolithiques et des dolomies compactes; des schistes noirs siliceux et psammitiques; des meulières (grès polymorphes) apparaissant sur n'importe quel horizon.

Ce niveau de la Lukunga caractérisait la série moyenne bien qu'aucune coupure nette ne le sépare du niveau supérieur (C_5) ou *niveau du Bangu.*

Les couches formant l'escarpement rocheux du massif du Bangu servirent à définir ce dernier niveau du Sytème schisto-calcaire; quelques petites rivières, descendues de ce massif, donnèrent leurs noms à des coupures secondaires.

Ils divisèrent ce niveau de Bangu en quatre horizons principaux :

— l'horizon inférieur C_5^1 comprit des dolomies et des calcaires fétides, noirs ou gris noirs, parfois zonés;

— l'horizon C_5^2 fut représenté par des calcaires écailleux, stratifiés en lits minces et à facies ondulé;

— l'horizon C_5^3 fut caractérisé par les schistes onctueux de la rivière Guvu, descendue de cet escarpement. Il comporte quelques bancs de calcaires argileux ou dolomitiques, parfois oolithiques.

— l'horizon C_5^4 fut défini comme l'horizon de la rivière Luidi, comportant des dolomies compactes fétides, des calcaires gris clair saccharoïdes et des calcaires gris noir charbonneux.

Ils se basèrent pour établir cette classification en niveaux et horizons, sur les modifications observées dans la nature des roches et dans leur structure, généralement en relation avec les variations de profondeur du bassin de sédimentation.

En A.E.F., V. Babet conserva pour le Schisto-calcaire du Niari la classification établie par F. Delhaye et Sluys. D'après les conditions bathymétriques, il subdivisa le système en trois zones représentées par les signes C_I - C_{II} - C_{III}.

Il divisa, comme dans l'échelle de F. Delhaye et M. Sluys, la zone inférieure en trois niveaux :

— les affleurements de dolomies cryptocristallines le long de la rivière Loubomo et de la vallée de la Louila, furent pris comme type du niveau des dolomies roses et grises (C_I^1);

— les calcaires argileux, schistes calcareux et macignos gris et lie-de-vin sur les hauteurs du plateau des Babembé caractérisèrent le niveau C_I^2;

— les calcaires compacts, gris clairs, quelquefois oolithiques, stratifiés en bancs épais des rochers de Pazi-Pazi et de la Lizamba dans la Boucle du Niari, servirent de type au niveau C_I^3;

Les calcaires de la Vouvou (environs de Mindouli), des vallées des deux Louvisi, de la Loutété et de la N'Kenké caractérisèrent la zone moyenne C_{II}. Il rapporta à cette zone des schistes argilo-calcareux, des calcaires à colorations variées, surmontés par des calcaires dolomitiques à cherts, lits siliceux et croûtes de silex.

Pour la zone supérieure C_{III}, les dolomies et les calcaires fétides de la vallée de la Louvakou et du Mont Bountou servirent à caractériser sa base; le niveau moyen fut pris à Mindouli et représenté par des calcaires marneux plus ou moins schisteux, passant à de véritables schistes chloriteux.

Mindouli servit à donner le type de la base du niveau supérieur avec ses calcaires cristallins fétides, noirs, à matières charbonneuses. Les beaux calcaires blancs ou roses passant à des marbres du Mont Libindou marquèrent le sommet de ce niveau.

L'origine glaciaire du conglomérat à la base de ce système fut invoquée par H. Lagotala (1933).

Au Gabon méridional, les grandes lignes de la stratigraphie du Schisto-calcaire furent dégagées par R. Furon, V. Pérébaskine, B. Brajnikov (1931). Au Gabon septentrional, son homologue fit partie d'un ensemble décrit par B. Choubert (1937) sous le nom de *Séries de la Noya.*

J. Cosson (1953*a* et 1955*a*) reprit la subdivision de V. Babet en trois zones, mais, utilisant

les renseignements fournis par les géologues du Niari, il modifia la position stratigraphique de certaines coupures et remplaça le terme de « zone » par celui de « couches ».

Les subdivisions de J. Cosson ont été adoptées par les géologues français; cependant, avec les géologues du Niari, G. Bigotte, P. Nicolini et moi-même utilisames de préférence le terme d'étage à celui de couches ou de zone. C'est cette dernière qualification qui vient d'être définitivement adoptée par G. Gérard dans sa Notice explicative de la carte géologique de l'A.E.F., (1958).

A ces trois étages définis depuis longtemps, est venu s'ajouter un étage ultime.

P. Nicolini (1954) a en effet mis en évidence dans la « Boucle du Niari » un ensemble de couches concordantes et en continuité parfaite avec les assises sous-jacentes de l'étage SC_{III} (*).

Ces couches furent d'abord décrites par cet auteur sous le nom de *Série de la Biboua.* Récemment (1956) il a proposé de considérer cette série comme un étage ultime de la Série Schisto-calcaire et de le désigner sous le signe de SC_{IV}.

J. Cosson (1955*a*) a décrit sous le terme de niveau « d » des couches SC_{III}, l'équivalent stratigraphique de cet étage SC_{IV}.

Un peu plus tard (1956), mettant en évidence la parfate identité de position stratigraphique de faciès et de conditions de dépôt de ce niveau SC_{IIId} avec la Série de la Biboua, J. Cosson considéra, comme P. Nicolini, qu'il était justifié d'élever au rang d'étage SC_{IV} ces formations.

2. — La Série schisto-calcaire dans la plaine Divénié-Mouila-Fougamou (flanc Est du synclinal de la Nyanga)

Cette plaine, localement élargie, a la forme d'un long couloir enfermé entre le massif granitisé du Chaillu au NE et le massif schisto-gréseux d'Ikoundou au SO.

Sa topographie configure l'allure de son sous-sol.

Avec ses couches plissées en bordure du Massif d'Ikoundou, cette série se vallonne en une suite de collines progressivement amorties. Elles deviennent ensuite subhorizontales et s'étalent largement sur les formations du Massif du Chaillu.

C'est dans cette aire synclinale que se retrouvent à peu près tous les faciès décrits dans le Synclinal du Niari, avec toutefois, une nette prédominance des sédiments dolomitiques ou dolomitisés.

L'étage inférieur SC_I occupera à peu près toute la vallée de la N'Gounié proprement dite; l'étage SC_{II} sera traversé par la Dolé, son affluent, et on retrouvera le SC_{III} sur les collines en bordure du massif schisto-gréseux. L'étage SC_{IV} est très mal connu dans cette région.

L'étage SC_I.

Cet étage se subdivise en trois niveaux qui sont, de la base au sommet :

— un niveau dolomitique SC_{Ia};

— un niveau marneux SC_{Ib};

— un niveau calcareux SC_{Ic}.

Peu épais, 6 à 10 m, le niveau inférieur échappe le plus souvent à l'observation. Il est représenté par des bancs subhorizontaux, très légèrement inclinés au SO, d'une dolomie cryptocristalline, très régulièrement et finement zonée.

Sous le microscope, cette dolomie est constituée par l'agrégat de cristaux jointifs de

(*) Les géologues du Service géologique de l'A.E.F. qui s'occupèrent de l'étude de la Série schisto-calcaire dans les synclinaux du Niari et de la Nyanga, préférèrent utiliser le signe SC pour désigner cette série plutôt que le signe C utilisé jusqu'ici. Ce dernier signe sert en effet à désigner le Crétacé et peut prêter à confusion.

dolomite, guère visibles qu'au fort grossissement. La pâte est vacuolée et les cavicules sont comblés par du quartz, des cristaux de dolomite maclée, un peu plus volumineux que ceux de la pâte, et de la calcite. Ces cavicules sont répartis suivant un plan à peu près perpendiculaires au zonage de la roche.

Sous le microscope, ce zonage montre parfois de légères incurvations dues probablement au tassement de la boue dolomitique.

Cette dolomie peut avoir une teinte rose (Makongonio) ou grise (Bongolo).

Près de Lébamba, où j'ai pu l'observer, cette dolomie est d'une couleur gris clair légèrement rosée.

Je signale à titre de curiosité, l'aspect particulier, coralliforme des stalactites et des stalagmites, qui tapissent les couloirs de la grotte de Bongolo.

Sur ces bancs de dolomie, considérée comme d'origine « lagunaire », sont venus reposer les horizons marneux du niveau sus-jacent.

A la base, les marnes sont lie-de-vin, en plaquettes, finement zonées et d'inclinaison faible SO (2 à 5°).

Le passage de la dolomie aux marnes peut se faire par transition régulière (riv. Tsendé) ou par récurrence brusques alternantes (sondages de Makongonio).

L'horizon de transition montre un enrichissement progressif en argile, bien visible par l'envahissement régulier de la teinte lie-de-vin. Cette roche de passage contient un certain nombre d'ovoïdes de couleur vert clair, dont je n'ai pu caractériser la nature.

Sur ces marnes lie-de-vin, viennent se superposer des marnes verdâtres et bleues, dont la teinte serait due à du protoxyde de fer.

Ces marnes bleues ou vertes se délitent en plaquettes et sont régulièrement zonées comme les précédentes.

La persistance du zonage régulier, visible sur presque tous les bancs marneux, indique des conditions de dépôt peu compatibles avec une sédimentation en mer agitée.

Les boues bleues actuelles sont fournies par de fines particules argileuses et des organismes siliceux; elles abondent dans les mers fermées. Les conditions de sédimentation devaient être très comparables dans cette région à cette période précambrienne. Il semblerait donc que la sédimentation de ces boues bleues du $SC_{I\flat}$ s'était effectuée dans une mer encore à peu près fermée ou du moins protégée contre les agitations du grand large.

Au point de vue de la composition chimique, quelques analyses de ces marnes montrent une variabilité du pourcentage en calcaire ou en dolomie et assez souvent une forte proportion de silice.

Localisation	Echantillons	Co_3Ca	Co_3Mg	SiO_2	CaO libre	Analyste
Niguendaka ..	192/52	7,53	7,49	44,25	0	Mme Janvier
Miguengui ..	199/52	13,03	32,98	26,00	1,70	Mme Janvier
Bina Letembé	200/52	1,17	44,40	4,45	36,12	L. Cousson
Dimagnéka ...	212/52	14,11	35,85	23,43	6,58	L. Cousson
Route Divénié, marne lie-de-vin	217/52	3,87	41,77	31,02	27,35	L. Cousson
Marne bleue ..	218/52	6,36	26,28	35,38	15,34	L. Cousson

Ce niveau très puissant, d'au moins 300 m, est formé pour 1/3 des marnes rouges et pour 2/3 des marnes bleues ou vertes. C'est un des niveaux les mieux connus de cette série dans cette plaine.

Les couches affleurent à peu près tout le long de la piste Bongolo à Moupitou laissant apparaître, au grè de la topographie, des assises sous-jacentes.

Sur la route de Divénié, on suit les marnes lie-de-vin depuis le km 5,700 jusqu'au km 14,5, puis ensuite affleurent les marnes vertes ou bleues, qui servirent de bases aux piles du Pont de la Nyanga. Au SO de la route, elles sont encore connues dans la Doutsila orientale, un affluent rive droite de la Nyanga. Plus au NO, on connaît de nombreux affleurements dans le cours inférieur de la M'Passa, dans la plus grande partie des cours de la Gongo Banzabi et de la Gongo Bapounou.

Ce sont les marnes bleues qui apparaissent sur la rive gauche de la N'Gounié au bac de Lébamba. Les marnes lie-de-vin sont visibles sur la rive droite, cinq ou six cents mètres plus loin.

Je ne connais pas les contacts entre cet horizon marneux, puissant, parfaitement individualisé et le niveau sus-jacent SC_{Ic}.

La couverture latéritique l'a jusqu'ici masqué à toute observation.

Sur la coupure voisine, Sibiti-Ouest, ce niveau est représenté par un calcaire oolithique très souvent silicifié, du type classiquement connu dans le Synclinal du Niari. V. Babet receuillit en effet (1932) dans la région de Voula Nyangou et de Malembé, des débris de calcaires oolithiques, plus ou moins silicifiés. P. Nicolini signala plus récemment (1955) leurs affleurements sporadiques et des débris dans le haut bassin de la Gokango.

Comparaisons de cet étage avec l'échelle type.

Le niveau dolomitique SC_{Ia} se présente avec le même faciès, les mêmes textures et structures et la même faible puissance. Sous ces caractères, il est connu aussi bien dans les synclinaux de la Nyanga et du Niari qu'au Bas Congo belge et dans le Nord de l'Angola. Sa formation a été interprétée comme le résultat d'une précipitation directe en milieu lagunaire.

Le niveau SC_{Ib} se présente avec le faciès classique décrit par V. Babet sur les hauteurs du Plateau des Babembé. Il correspond encore au faciès classique de F. Delhaye et M. Sluys. Toutefois, je n'ai pas constaté de lentilles de grès calcareux signalés par les auteurs belges; les silicifications abondantes ne peuvent en effet être considérées comme des passées gréseuses. On remarquera d'autre part une tendance plus nette à la dolomitisation que dans les autres synclinaux.

D'après les quelques rares renseignements sur le niveau supérieur, ce niveau SC_{Ic} a dominance de calcaires oolithiques semble encore correspondre à l'échelle type.

Etage SC_{II}.

Cet étage étant recouvert par la surface latéritique, je ne puis fournir à son sujet que des renseignements fragmentaires.

Le niveau argileux lie-de-vin SC_{IIa} connu sur Sibiti Ouest, au SE de Divénié, est encore ignoré dans cette région.

Le niveau moyen SC_{IIb} est connu par quelques affleurements.

Dans le ravin d'Itouka, à 6 km à l'Ouest de N'Dendé, affleurent des bancs de marnes dolomitiques grises à lits de silex gris clair. A N'Dendé même, ce même horizon est entièrement silicifié (Lac bleu). Il est encore connu par les sondages de R. Furon (1930) dans la Dolé.

B. Brajnikov signala des dolomies et des marnes grisâtres, très comparables à celles d'Itouka, dans la Doutsila II ou Doutsila occidentale, affluent de la Nyanga.

Sur la route de N'Dendé-Mouila, les grottes de Diengui sont entaillées dans des dolomies gris sombre, presque cryptocristallines, et très pures; une analyse (analyse L. Cousson) donne 42,81 % Co^3Mg pour 55,96 de Co^3Ca et 1,47 de SIO^2 et 1,56 de résidus divers.

B. Brajnikov indiqua près de l'A.V. Moussounza des dolomies très semblables et des bancs de dolomies d'une teinte plus lavée, plus riches en argiles, près de l'A.V. Pouka, sur l'ancienne piste Divénié-N'Dendé-Mouila.

Le niveau supérieur de cet étage est connu dans la région de Mouila où il forme les assises de base de la falaise de Kéri. Ce sont des bancs d'un calcaire gris clair, pur, finement

lité et surmonté par un calcaire magnésien gris légèrement plus sombre, un peu zoné et fortement silicifié (un peu moins de 50 % de SiO^2).

C'est le même niveau, très fortement silicifié, qui apparaît aux pieds des escarpements du Mont Fouari, des collines d'Ilounga, Mounama, etc. Nous le retrouvons encore complètement silicifié en débris cherteux gris clair à blond dans le couloir du Moukafi, au Sud du Mont Pali.

Comparaison de cet étage avec l'échelle type.

Les calcaires argileux à la base de cet étage sont encore inconnus dans cette région.

Par contre les dolomies et marnes dolomitiques grises légèrement bleutées sont analogues aux faciès décrits par V. Babet dans le Synclinal du Niari et par F. Delhaye et M. Sluys au Bas-Congo belge (niveau de la Lukunga). On remarquera toutefois une nature franchement dolomitique dans cette région alors que les mêmes couches ont été décrites comme des calcaires ou des calcaires dolomitiques. On y observe les mêmes silicifications importantes signalées dans l'échelle type. L. Cahen (1954) signale aussi des bancs de calcaires construits à cet étage.

Etage SC_{III}.

La base de cet étage est bien connue grâce à la falaise de Kéri à 14 km au Sud du poste régional de Mouila.

Sur les deux bancs supérieurs de l'étage SC_{II} reposent de la base au sommet :

— un banc de calcaire dolomitique, légèrement lité, construit avec stromatolithes;

— un banc plus épais de calcaire dolomitique gris clair à reflets rosés;

— un banc de dolomie silicifiée avec une strate, de 30 cm de puissance, cryptocristalline (jaspe noir) oolithique, à géodes de quartz;

— un banc de dolomie compacte, dure, à texture fine, de teinte gris sombre.

Ce niveau $SC_{III a}$ passe en général vers le haut à des bancs de plus en plus durs, massifs, fracturés et diaclasés.

Les niveaux suivants se retrouvent en général en escarpements sur toutes les collines en bordure du massif schisto-gréseux d'Ikoundou : Mont Fouari, Mont Pali, collines d'Ilounga et collines de Mounama.

Le niveau « b » est constitué en grande partie par des bancs massifs compacts, sombres, fétides, traversés en tous sens par des filonnets de calcite et de quartz. Dans ces bancs apparaissent localement des géodes à quartz bipyramidés et à prismes de calcite.

Le niveau « c » est représenté par des calcaires magnésiens gris, beige ou bleu foncé (collines d'Ilounga) avec des bancs oolithiques à la base.

Ce niveau supérieur peut manquer par lacune d'érosion. Dans ce cas, soit le niveau bréchique de base du Schisto-gréseux inférieur, soit les argilites de cette même série schisto-gréseuse, viennent directement sur les horizons du niveau « b ».

Dans la région du village Nyanga, au SE du village Niali, les roches de cet étage sont laminées et transformées plus ou moins en calcschistes.

Comparaisons de cet étage avec l'échelle type.

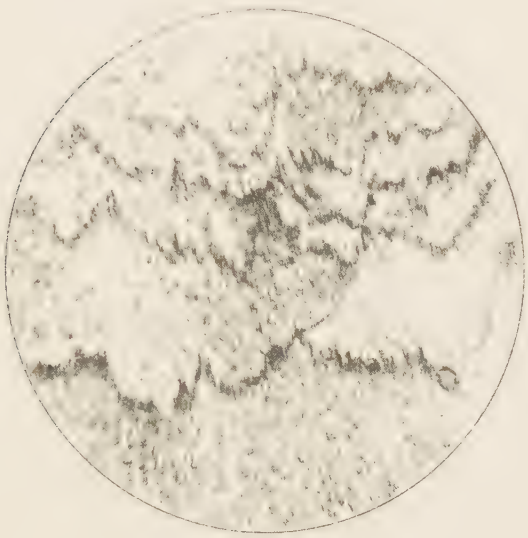
F. Delhaye et M. Sluys avaient placé la base de la Série de Bangu au-dessus de la zone à « oolithes de Kisantu » qu'ils intégraient dans la série moyenne. V. Babet en avait fait de même. Ce niveau a été ultérieurement rétabli dans sa position stratigraphique normale à la base de cet étage SC_{III}, car il a été constaté tant au Bas Congo belge qu'au Synclinal du Niari, que cette zone des oolithes ou pseudo-oolithes débutait par un horizon bréchique; cet horizon indiquait un changement de conditions de sédimentation entre le SC_{II} et le SC_{III} de la nouvelle échelle admise.

SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL

Série Schisto calcaire

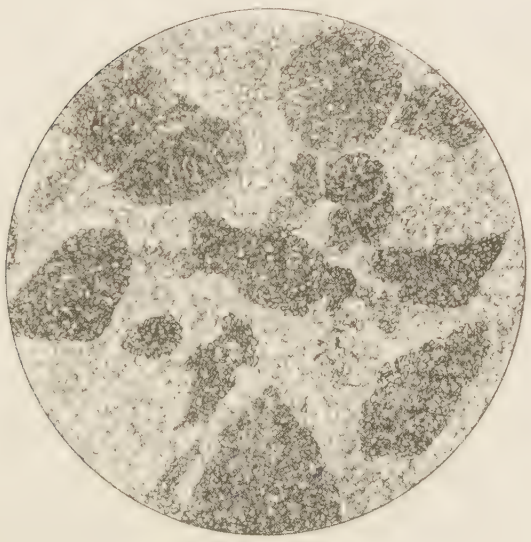
Pseudo micro ripple marks dans les cipolins dolomitiques du SC_I^b
(Flanc occidental du Synclinal de la Nyanga).

L 41/52 G=15x



Oolithes silicifiées déformées du niveau SC_I^b de l'étage inférieur de la Série Schisto-calcaire

L 32/52 G=110x



Les couches supérieures de cet étage correspondent aux descriptions de V. Babet avec la restriction que, dans ce flanc NE du Synclinal de la Nyanga, la nature dolomitique de ces couches se distingue de la nature calcareuse des couches du Synclinal du Niari.

Etgae SC_{IV}.

Bien que caractérisé au SE (coupure Sibiti Ouest), cet étage est mal connu sur le flanc oriental du Synclinal de la Nyanga.

Quelques argilites grises de la N'Zoutsi, affluent de la Gongo Bapounou, ou vertes de la Mougangoutsi, affluent de la Nyanga, ont été rapportées à cet étage.

Dans ses notes manuscrites, V. Pérébaskine (1930) signale qu'au puits 15, foncé sur le flanc Ouest du Mont Fouari, il avait constaté un passage continu de calcaires à vacuoles du SC_{III} à des argiles bariolées de teinte gris vert dominante. Cette description semble indiquer la présence de cet étage, dans cette région.

Comparaisons de cet étage avec l'échelle type.

Cet étage n'avait jamais été signalé en A.E.F. ni au Bas Congo belge. En A.E.F., jusqu'à la découverte de P. Nicolini, tous les auteurs l'avaient confondu avec la Série schisto-gréseuse inférieure.

II. — Série Schisto-calcaire dans la vallée de l'Ovigui (axe synclinal Nord)

La vallée de l'Ovigui, étranglée entre la terminaison périsynclinale du Massif d'Ikoundou et le massif plutonique des Eschiras N'Gossi et du Koumouna Bouali, est un étroit couloir d'une vingtaine de km de large.

Dans cette étroite vallée, les affleurements de cette série, presque toujours masqués par la couverture latéritique, sont rares.

D'après les renseignements fragmentaires, en grande partie fournis par les puits de prospection de la mission R. Furon (1930), on peut envisager que toute la Série Schisto-calcaire occupe cette vallée.

R. Furon récolta dans la rivière Ofoubou, affluent de l'Ovigui, un peu en amont du village Diguéla, un bloc de dolomie rose du SC_{Ia}. Bien que non en place, c'est le seul exemplaire actuellement connu de l'étage inférieur. Il permet de supposer l'existence de cet étage dans la vallée de l'Ovigui.

Par contre, entre Sainte-Croix des Eschiras et Yombi, de nombreux blocs et bancs silicifiés permettent d'affirmer que la rivière Ovigui a tracé son lit à travers les couches calcaro-dolomitiques et marneuses du SC_{II}. Les quelques rares affleurements de dolomie gris sombre de Fanguendaka et de Moudimba sont très analogues à ceux des grottes de Diengui.

Dans ses notes manuscrites, R. Furon signale que sur la rive gauche de l'Ovigui et près de ces villages de Fanguendaka et de Moudimba, il observa une alternance de bancs de dolomies sombres et de marnes gris sombre, à plongements SO de l'ordre de 45 à 60°. Ces bancs étaient traversés par des filons de quartz et de calcite.

Dans un puits près de Fanguendaka, il avait trouvé des blocs et un bed-rock silicifié à cherts gris clair, blanc ou légèrement rosé, rapportables au même niveau que les bancs silicifiés d'Itouka et de N'Dendé : le niveau « b » du SC_{II}.

Les représentants du SC_{III} ont encore été signalés par R. Furon au cours d'un itinéraire sur les flancs du Mont Dibanga, une des collines du massif schisto-gréseux d'Ikoundou. Ce sont des calcaires dolomitiques compacts durs, gris sombres appartenant au niveau « b » du SC_{III}.

Comparaisons avec les faciès du flanc oriental.

Les quelques rares éléments stratigraphiques actuellement connus dans cette vallée montrent une nette analogie avec les faciès que nous venons de décrire dans le bassin oriental.

III. — Série Schisto-calcaire dans la plaine de Tchibanga (Flanc Ouest)

Drainée par la Moukalaba et la Nyanga, cette plaine de Tchibanga, d'une trentaine de km de large, est allongée SO-NE et enfermée entre le Mayombe au SO et le Massif d'Ikoundou au NE.

Elle communique :

— avec le bassin du Niari par la vallée de la Douli et de la Loubetsi;

— avec la vallée de l'Ovigui, par un étroit goulet d'environ 5 km de large, à la hauteur du 2e parallèle Sud.

Les couches, plissées et assez fortement inclinées suivant un plongement presque toujours SO, lui procurent une topographie vallonnée en collines, sensiblement parallèles et allongées suivant des alignements de style mayombien.

A l'intérieur de ce Schisto-calcaire, le jeu des plissements et des fractures fait réapparaître, en position anticlinale, les deux séries de tillites, la Série de la Louila et même la Série du M'Beïa (Système des Monts Bamba), dans la vallée de la Doussé Koussou, dans les Monts Sanga, Imanga, Kouri, Yana et les collines de Mongo. Ces collines satellites séparent la vallée de la Doussé-Koussou de la vallée de la Nyanga.

Des missions métallogéniques en 1956 ont permis de compléter les observations antérieures.

Une meilleure interprétation des affleurements sporadiques, actuellement connus, et une meilleure précision de la tectonique seraient facilitées par une extension de la couverture aérienne.

Dans cette plaine de Tchibanga, on retrouve un ordre de succession semblable en quatre étages, avec les mêmes coupures et des puissances très analogues.

Par contre, les couches de l'étage inférieur sont métamorphisées et cristallisées en marbres et cipolins.

Les couches des étages sus-jacents, peuvent être, au moins localement, transformées en marbres, cipolins et schistes.

Etage SC_I.

Cet étage comporte comme dans les autres parties du Synclinal, la même subdivision en trois niveaux. Le niveau de base, peu épais comme dans tous les synclinaux schisto-calcaires, est représenté par les mêmes bancs dolomitiques, mais sous forme de marbres.

Par contre, les deux autres niveaux, de puissances comparables à celles des niveaux classiques, sont de nature chimique assez différente.

Le niveau SC_{Ib} est constitué par des marbres et des cipolins dolomitiques et le SC_{Ic} par des marbres calcaires très purs, non oolithiques, sauf dans la partie tout à fait méridionale de cette plaine.

Le niveau SC_{Ia}.

Sur l'assise supérieure de poudingues de la Série glaciaire du Niari vient reposer directement le niveau de dolomies zonées à texture cryptocristalline, SC_{Ia}, lorsque ce niveau n'a pas été enlevé par failles.

Malgré sa faible puissance, de l'ordre de 6 à 10 m, ce niveau a pu être décelé en particulier : à l'Est de Nyanga Vembé; dans la savane d'Ibanga; dans les rivières Diana et di Magni di Guembo, dans la vallée de la Douvala; dans plusieurs rivières descendues du chaînon de Mongo et des collines satellites; etc.

La dolomie de ce niveau se présente avec le même zonage fin et régulier, la même texture et les mêmes couleurs, mais elle est toujours marmoréenne.

Ce marbre dolomitique, de couleur rose ou beige rosé (savane d'Ibanga, rivière Douvala) moins souvent gris clair (riv. Diboundago au Nord de la route Tchibanga-Mayoumba; rivière Moungola, descendue du chaînon de Mongo) est constitué d'une mosaïque de cristaux de dolomite seulement discernables au microscope. La cristallisation peut dans certains cas estomper le zonage.

Un cipolin zoné, rose, cryptocristallin, mais à limets chloriteux (Douvala, affluent de la Doussé Koussou) ou des cipolins compacts, panachés de rose et de noir (Niatsitsi, affluent de Douli) semblent, au moins localement, correspondre à un passage entre ce niveau de base de l'étage SC_1 et le niveau sus-jacent. Dans ces bancs supérieurs de transition, aux cristaux de dolomite à peine discernables en dehors du microscope, viennent s'ajouter de l'albite, du quartz de la chlorite et de la séricite. Ces cristaux montrent une légère cataclase, celle-ci indique que la cristallisation s'est effectuée sous une certaine tension.

Le niveau SC_{Ib}.

Les couches de ce niveau d'une épaisseur d'au moins 300 m, ont été plissées et forment avec les couches du niveau sus-jacent, des ondulations de style isoclinal, mais très souvent avec un flanc laminé.

Comme toutes les couches de cet étage, les bancs de ce niveau sont alignés suivant une direction oscillant entre 325 et 340 N^m. Ils se dressent le plus souvent, dans les diverses savanes de la plaine de Tchibanga, en beaux rochers ruiniformes inclinés suivant un pendage de 50° à 60° SO.

Ce niveau est représenté par des marbres dolomitiques zonés, alternant avec des marbres dolomitiques compacts gris ou noirs et des cipolins dolomitiques à limets chloriteux. Sur les flancs laminés et dans les zones fracturées, ces marbres ou ces cipolins sont transformés en calcschistes, s'ils n'ont pas été détruits tectoniquement.

Les marbres zonés sont de teinte diverse : blanc et gris clair; gris beige et gris sombre; gris bleuté et noir.

Les marbres compacts sont : roux et noirs; gris foncé ou gris noir.

Les cipolins à joints chloriteux sont d'une couleur beige clair, gris bleuté ou gris foncé.

Les bancs zonés présentent parfois des plissotements (riv. Tsoumbiri; riv. Doumonio; riv. Douli) soit dans toute la masse des bancs, soit parfois seulement à l'intérieur d'une strate placée entre deux strates à zonage régulier.

Dans ce dernier cas, je pense que ces plissotements désordonnés pourraient provenir de courants de turbidité. Des phénomènes analogues s'observent à la base du niveau supérieur SC_{Ic}, en bordure du chaînon de Mongo.

Il est possible aussi que ces figures soient en rapport avec des mouvements du fond du bassin de subsidence.

Des filonnets de calcite, quartz et dolomite sillonnent ces roches en tous sens et cette gangue contient une minéralisation en cuivre, le plus souvent sous forme de sulfures.

Au point de vue de leur structure, ces dolomies sont constituées par une mosaïque de dolomites maclées, presque jamais sans trace de silicification. Les joints argileux sont presque toujours représentés par des cristaux de chlorite.

Le niveau SC_{Ic}.

Ce niveau est bien représenté dans la plaine de Tchibanga, du moins dans les parties centrales et septentrionales de cette plaine, où sa puissance semble atteindre 150 m.

Ces couches concourent à la formation de plis synclinaux d'allure isoclinale, avec les mêmes directions et les mêmes pendages signalés dans le niveau SC_{Ib}.

Les affleurements les plus représentatifs ont été remarqués dans la savane d'Ibanga,

dans la savane de Koumou Gari, dans la vallée de la Doussé Koussou, dans celle de la Douli et en bordure des collines satellites (Sanga, Imanga, Kouri, Yana et Chaînon de Mongo).

Ce niveau SC_{Ic} est constitué essentiellement par des marbres calcaires à peu près purs (96 à 98 % Co^3Ca); mais très souvent ces marbres, d'un beau blanc ou d'un ton gris clair, sont silicifiés.

Leurs bancs inférieurs contiennent cependant une proportion notable de carbonate de magnésie. Les roches de ces bancs inférieurs sont des marbres ou cipolins de couleur blanc ivoirin, beige rosé (R. Douki, colline de Dougola; falaises d'Imboko, de Douvoï, etc.) ou rose pourpré, plus exactement couleur dite « cuisse de nymphe émue » (riv. Mafilia à 5 km du bac de la Nyanga).

C'est danc ces bancs de base que s'observe un zonage sinueux et désordonné. Au microscope, ce zonage désordonné correspond à des rebroussements de la matière carbonatée esquissant de pseudo-ripple-marks, tandis que la matière chloriteuse est entraînée par des déplacements tourbillonnaires.

Il est possible que ces figures correspondent à un phénomène analogue au « slumping ». Lors du dépôt des « fines », les boues carbonatées auraient été entraînées par des glissements sous-aquatiques sur un fond irrégulier.

Les marbres calcaires de ce niveau se présentent le plus souvent comme des marbres blancs soit à texture cryptocristalline, soit à texture saccharoïde (savane d'Ibanga, Koumou Gari, vallée de la Doussé-Koussou) ou comme des marbres gris à texture saccharoïde avec stylolithes (Four à chaux, vallée de la Doussé Koussou).

Comparaisons avec les niveaux du flanc oriental.

Le niveau de base a même composition chimique et même texture cryptocristalline; il ne diffère que par sa recristallisation.

Par contre, les deux niveaux supérieurs montrent une sédimentation assez différente : marbres dolomitiques et cipolins à joints schisteux plus ou moins épais au lieu de la sédimentation marneuse classique pour le niveau SC_{Ib}; marbres calcaires purs sans traces d'organismes, tandis que sur le flanc oriental, on retrouve des calcaires peu profonds oolithiques.

La sédimentation dans ce bassin occidental de la plaine de Tchibanga, doit correspondre à des affaissements brusques avec fond irrégulier (pseudo-ripple-marks des carbonates et déplacements tourbillonnaires de la matière argileuse). En effet, on observe surtout dans les marbres dolomitiques du niveau moyen, un zonage régulier qui brusquement est brouillé pour quelques strates.

Etage SC_{II}.

Les témoignages de la présence de cet étage dans la plaine de Tchibanga sont de valeur très inégale. Certains sont des débris, le plus souvent silicifiés, parsemant la surface latéritisée des savanes; d'autres au contraire sont de véritables bancs, dont certains se dressent en petites falaises et permettent d'établir un ordre de succession stratigraphique.

Tous sont répartis suivant une bande synclinale, plissée, allongée à peu près parallèlement au cours de la Nyanga et de la Moukalaba Dougogo et alignée sur une direction différente de celle de l'étage inférieur.

Du Sud-Est au Nord-Ouest, je puis communiquer les renseignements suivants que j'ai observés au cours de mes itinéraires :

Dans la partie la plus méridionale de ce couloir, je n'ai guère rencontré que des cherts gris, disséminés dans les savanes aux pieds des collines du pays des Banda et du Chaînon de Gono.

Un peu plus au Nord-Ouest, à travers la Douguégni, affluent de la Douli de Nyanga, passent des bancs de calcaires dolomitiques gris clair. La finesse du grain de ces roches cristallisées rappelle la texture des calcaires lithographiques. Sous le microscope, ces roches montrent des déformations en pseudo-ripple-marks de la mosaïque des cristaux maclés et des

sinuosités tourbillonnaires de la matière sériciteuse; ce phénomène pourrait correspondre à des glissements sous-aquatiques originels, dont j'ai déjà parlé à propos du niveau SC_{Ib} de l'étage inférieur.

Leur correspondent les calcaires dolomitiques du marais de la Douengui qui présentent sous le microscope les mêmes torsions.

A quelques kilomètres de là, plus au NO, les dolomies de la falaise du Mousounzou montrent une succession en six bancs :

— Cinq bancs de dolomies grises couronnés par un banc de dolomie rose carmin.

Des cinq bancs de dolomies grises, les deux bancs inférieurs ont une texture sublithographique. Le banc qui les surmonte, est formé de strates d'une dolomie cristallisée, à texture granoblastique. Lui succèdent deux bancs de dolomie finement et régulièrement litée. De ces deux bancs lités, le banc supérieur se révèle au microscope comme formé de lits d'une bouillie microscopique de cristaux de dolomite entre des lits de cristaux plus grossiers.

Le banc tout à fait supérieur, rose carmin, est par contre microbréchique.

G. Bigotte (1956) signale, dans le bassin oriental du Niari, que l'étage SC_{III} débute par un niveau de dolomie microbréchique; il en explique la formation par les effets produits dans les sédiments par la cristallisation, à partir de leurs eaux « connées », des sels qu'elles contenaient dès la sédimentation du SC_{III}. Cet horizon microbréchique sert de base à l'étage SC_{III} d'après les récents travaux des géologues du Niari et du Bas-Congo belge.

Dans la savane de Povo, la surface d'altération latéritique est parsemée de cherts calcédonieux blonds et de rognons gris, pulvérulents très légers, à cavités zonées et discoïdales; ils rappellent les cherts nectiques.

A l'intérieur de ces rognons, se trouve une sorte de germe en haricot à disposition radiaire en étoile.

P. Nicolini, qui a trouvé sur la coupure Sibiti Ouest des rognons identiques, pense qu'ils pourraient correspondre à la dissolution de cristaux de gypse. Il rappelle à ce sujet qu'une cristallisation gypsifère a été signalée dans cet étage à Boko Songho, dans le Synclinal du Niari et que, dans le synclinal de la Nyanga, les conditions de sédimentation ont vraisemblablement été très comparables.

Les affleurements se remarquent de nouveau dans les petits lacs saisonniers du village de Dikoundou et près des villages N'Ganda et Mouguérigui à proximité du bac de Tchibanga. Les premiers sont constitués de dolomies crypto-cristallines à pseudo-ripple-marks; les seconds sont des calcaires dolomitiques et des dolomies grises de teinte claire, en grande partie silicifiées.

Dans la Nyanga elle-même, aux basses eaux, s'observent des bancs silicifiés cherteux de teinte gris souris vers la rive gauche et ocre ivoirin vers la rive droite. Ces bancs silicifiés de teintes différentes correspondent vraisemblablement à la zone de contact des étages SC_{II} et SC_{III}.

Plus au Nord les affleurements deviennent plus rares, hormis quelques cherts clairs épars et des bancs entièrement latéritisés.

Tous les affleurements sont orientés 303-305° avec des pendages SO oscillant entre 55 et 68°. Il est assez curieux de constater que, sous cet alignement, les couches de cet étage viennent chevaucher ceux de l'étage inférieur, orientés suivant une direction 330-345 N_m et, d'autre part, que cet alignement ait été conservé pour les deux étages supérieurs du schisto-calcaire. Je ne pense pas que la seule tectonique cassante puisse expliquer ce chevauchement. Peut-être doit-on y voir l'amorce d'un charriage des couches supérieures sur les couches inférieures de cette série.

Comparaisons avec les faciès du flanc oriental.

La sédimentation de ce bassin occidental est en gros, assez comparable à celle du bassin oriental, où on observe dans l'un et l'autre une sédimentation dolomitique. Toutefois les bancs argileux intercalés du bassin oriental ont rarement été observés dans le bassin occidental.

D'autre part, on constate des analogies certaines entre la sédimentation de ce bassin et celle de la région de Boko Songho (Synclinal du Niari). Il devait y avoir une communication entre ces deux synclinaux qui à cette époque de la fin du SC_{II}, n'en constituaient peut-être qu'un.

Etage SC_{III}.

Cet étage a été affecté, comme les précédents, par la tectonique « cassante saccadée ». Certains bancs, surtout dans le niveau SC_{IIIa}, ont été cristallisés en marbres, de faciès SC_{Ic}; d'autres ont disparu à la faveur de la fracturation dont l'ampleur est en grande partie masquée par la surface latéritique.

Les niveaux SC_{IIIb} et SC_{IIIc} affleurent à mi-pente sur le flanc de la Chaîne d'Ikoundou; ils constituent souvent des escarpements comme sur le flanc NE de cette chaîne.

Le niveau SC_{IIIa} correspond à la plaine vallonnée qui s'étire de Magonga à Doussala.

Les couches de ce SC_{IIIa}, disposées sur le même alignement que le SC_{II}, ont orienté ces collines parallèlement à celles de l'étage sous-jacent. C'est entre ces deux séries de collines allongées que serpente le fleuve Nyanga.

Les calcaires ou dolomies du SC_{IIIa} sont des roches d'une teinte grise très claire ou de couleur crème; elles présentent assez souvent des aiguilles de trémolite ou de talc.

G. Bigotte pense pouvoir attribuer une origine sédimentaire à ces minéraux silicatés dans le Synclinal du Niari. Il n'est guère possible de conserver cette possibilité génétique pour ces roches présentant d'incontestables recristallisations métamorphiques.

Ces roches sont assez souvent silicifiées et cette silicification peut être partielle (rivière Bidsoukou) ou totale (rivière Yara).

La silicification peut donner naissance à des roches que V. Babet avait improprement appelées « grès polymorphes ». L'origine de ce mode de silicification est assez obscur. On le rencontre dans tout l'étage et même dans l'étage sous-jacent.

On a voulu y voir des roches appartenant aux formations du Kalahari, mais cette interprétation est peu compatible à la répartition de ces roches, en blocs ou en croûtes, le long de niveaux constants.

On les a considérées comme résultant d'une silicification sous climat très chaud et comme formées sur place aux dépens des roches sous-jacentes.

P. Nicolini (1955) pense que ce mode de silicification pourrait être d'ordre « hydrothermal » ou lié plus exactement à un phénomène *per descensum* dans les calcaires diaclasés. Ce phénomène n'existe en effet que dans les zones de tectonique violente. Ce qui est le cas pour la plaine de Tchibanga. Ce phénomène est par contre très rare, sinon inexistant dans la plaine de Divénié-Fougamou, où la tectonique est plus calme. Il fait remarquer d'autre part que, conjointement à la présence de ces grès dits « polymorphes », il existe des traces d'une activité « hydrothermale » avec des filons à parcelles d'oligiste, de cuivre, plomb et zinc et de filonnets à fluorine bleue ou violette.

Dans ce niveau SC_{IIIa}, j'ai observé dans la Moukalaba Ganzi et dans son sous-affluent, la Dibotcha, des calcaires construits à stromatolithes du genre *Collenia*.

Ce niveau passe par transition aux bancs dolomitiques, massifs, compacts, gris sombre du niveau SC_{IIIb}, qui se dressent souvent en rochers ruiniformes.

Dans les rivières Moutsoumbiri et Moufourou, près de Louango, dans le pays du Mourindi, les dolomies de ce SC_{IIIb} sont gris sombre, assez dures, compactes, zonées, et souvent traversées en tous sens par des filons de calcite.

On rencontre la base de ce niveau, non seulement à la falaise de Mousounzou, mais encore dans les petits tributaires du Voungou, affluent de la Nyanga : Iboula, Bivoli, Bambamba. Elle est représentée par les dolomies grises, poudreuses, fumant au marteau, avec assez souvent des faces talqueuses frictionnées. Celles-ci sont dues vraisemblablement au glissement des strates les unes sur les autres.

La partie supérieure de ce niveau est dolomitique ou calcaro-dolomitique, de couleur rose et truffée de filonnets de quartz et de calcite.

Le faciès classique des calcaires magnésiens lithographiques, gris beige ou bleu foncé du niveau SC_{IIIc}, avec des bancs oolithiques, a été mis en évidence par la mission P. Nicolini, le long de la chaîne des Banda et des collines de Gono.

Le banc de base, très clair, se remarque près de la falaise de Botinanga et dans un ravin, près de la falaise de Dilemba.

Ce même niveau a été signalé par la mission Lissilour-Barras (1948) le long de la chaîne d'Ikoundou entre le défilé de Mitoungou et le Poste de Tchibanga. Il peut faire défaut partiellement ou totalement.

Toutes les assises de cet étage sont alignées sur la direction 305-308 N_m, mais avec des pendages très variables de 55 à 83° SO. Les redressements subverticaux des bancs des différents niveaux de cet étage indiquent le passage de failles longitudinales.

Comparaisons avec les faciès du flanc oriental.

Sur les deux flancs de ce Synclinal, les couches des différents niveaux de cet étage sont à peu près identiques tant en faciès, qu'en composition.

Les seules différences résultent vraisemblablement d'une recristallisation dynamométamorphique. Ces différences se reconnaissent surtout dans le niveau inférieur de la vallée de Moukalaba Dougogo (région septentrionale de la plaine de Tchibanga). Il apparaît cependant ces silicifications particulières improprement appelées « grès polymorphes », qui sont rarement connues sur le flanc oriental.

Etage SC_{IV}.

L'étage supérieur de cette Série schisto-calcaire, SC_{IV}, ou « Couches de la Biboua » de P. Nicolini, n'a été caractérisé en fait que sur le flanc occidental du massif schisto-gréseux d'Ikoundou, depuis la Dougouou au Nord-Ouest jusqu'à Ivéla Mitoungou au Sud-Est.

Sous la définition que P. Nicolini lui donne, cet étage est une alternance d'argilites rouges, de grès rouges, d'argilites vertes, de grès verts avec quelques intercalations de poudingues et de récurrences calcaires. Le passage se fait insensiblement des niveaux SC_{III} au SC_{IV} et sur la surface supérieure de cet étage SC_{IV} viennent en légère discordance, les couches de base du Schisto-gréseux inférieur *(Série de la M'Pioka)* ou bien la *Brèche du Niari.*

Je rapporte à cet étage tout un ensemble d'argilites vertes, souvent à structure entrecroisée, localement calcareuses à la base, ainsi que des grès arkosiques grossiers au sommet.

Ces roches reposent sans discontnuité apparente sur l'étage SC_{III} tandis qu'elles sont recouvertes par un niveau conglomératique gréseux ou gréso-calcaire, passant très localement à la Brèche du Niari.

Plusieurs coupes transversales à travers la chaîne d'Ikoundou ont montré que les couches de cet étage existaient à peu près tout le long du flanc occidental de cette chaîne.

Elles réapparaissent en position anticlinale à l'intérieur de ce massif sur une profondeur d'une trentaine de kilomètres. Je les ai retrouvées en particulier le long de la piste des Bapounou (N'Zinga Tsia-Moabi Tsao-Tchibanga) dans divers affluents de droite de la Nyanga : Mouvanga, Nzoutsi, Ingassanga, Douganga, Douguégni.

Lissilour et Barras (1948) cartographièrent cet étage comme un SC_{III} et firent ainsi apparaître toute une série d'anticlinaux schisto-calcaires entre les synclinaux schisto-gréseux de ce massif d'Ikoundou.

Les argilites des assises de base sont vertes ou grises, presque toujours zonées et présentent souvent des structures entrecroisées.

Dans ces couches d'argilites, viennent s'intercaler des bancs gréseux gris, plus ou moins carbonatés. Les argilites elles-mêmes peuvent contenir une assez grande proportion de carbonates (Koumou di Minzi; rivière Kondo) et passer à des faciès marneux.

Dans les zones fortement tectonisées, ces argilites se feuillettent et prennent un faciès

schisteux rappelant celui des schistes de la Louila (saut de la Moukalaba Granzi, près de la route Tchibanga-Mokaba). Sous le microscope, de la séricite fibreuse se dispose obliquement au litage initial et dans la trame argilo-carbonatée, s'individualisent des chlorites en assez gros cristaux.

Ce niveau argilitique inférieur est recouvert par des sédiments plus grossiers, gréso-arkosiques, avec quelques intercalations d'argilites carbonatées grisâtres.

Les spécimens les plus caractéristiques que j'ai rencontrés, se situent au voisinage de Moabi-Tsao dans de petits tributaires. Ils ne se présentent jamais frais, mais avec leur patine d'altération. Altérés, ces grès, dont le diamètre des grains varie de 2 à 5 mm, prennent une teinte ocre clair; dans leur pâte, leurs feldspaths kaolinisés sont facilement reconnaissables. Ces grès arkosiques contiennent des microclines frais, des microclines albitisés, des plagioclases frais et saussuritisés, des amas d'épidotes, du quartz, des micas blancs; le tout est rendu cohérent par des débris quartzeux et un peu de séricite.

Tectonique.

Sur le flanc occidental du massif schisto-gréseux d'Ikoundou, les couches de cet étage SC_{IV} sont sensiblement alignés suivant la même orientation que les étages SC_{III} et SC_{II} : 303-310 N_m.

A l'intérieur de cette chaîne d'Ikoundou, les petits pointements anticlinaux de cette série peuvent prendre des directions plus variables s'infléchissant sur 330 N_m.

En bordure de cette chaîne, les assises de cet étage SC_{IV} ont été impliquées dans le réseau de failles longitudinales. Cette tectonique cassante a amené des décrochements entre la série schisto-calcaire et la série schisto-gréseuse ainsi que l'apparition d'une schistosité dans les argilites du SC_{IV}.

Les couches de cet étage SC_{IV} prirent des plongements de l'ordre de 50 à 60° SO et exceptionnellement de 80-82° SO (en bordure de ces fractures).

A l'intérieur du massif schisto-gréseux, les couches de ce même étage se présentent avec des plongements plus faibles : 20-28° SO et 37-45°. Bien qu'à l'intérieur de cette chaîne d'Ikoundou la tectonique ait pris une allure plus calme, ces pendages manifestent nettement la tendance au déversement vers le NE de toute cette couverture synclinale.

IV. — Série Schisto-calcaire dans la vallée de la Dissembi

La rivière Dissembi est une petite rivière qui prend sa source sur la bordure occidentale du Mayombe dans les formations quartzitiques du Synclinal de la Douaou.

Elle coule dans une vallée très encaissée et flanquée par les collines quartzitiques et schisteuses des deux séries du Système des Monts Bamba, avant de confluer avec la Douaou.

Sur la plus grande partie de son cours, le lit de cette rivière est encombré par d'énormes blocs d'un marbre dolomitique compact, saccharoïde et de couleur gris clair.

Sous le microscope cette roche, au faciès constant, est une mosaïque de cristaux de dolomite maclée, remplacée localement par du quartz.

Les relations stratigraphiques et tectoniques de ce marbre avec les séries métamorphiques des collines voisines n'ont pu être mises en évidence. Les affleurements étaient trop rares et sans attaches visibles avec les affleurements métamorphiques; ces derniers n'ont été observés qu'aux sources des ruisselets, affluents de cette rivière.

Son assimilation avec la Série de la Louila pourrait être plausible.

On observe vers l'embouchure, de colossaux boulders d'un conglomérat à pâte et à galets de ce marbre dolomitique. Mêlés à ces boulders, on trouve des blocs moins volumineux d'un schiste conglomératique. Mais je n'ai pu découvrir dans ce secteur le gisement en place de ces deux variétés conglomératiques. D'autre part, il n'a jamais été observé de schistes comparables dans la Série de la Louila, ni de marbre dolomitique semblable.

Je rapporte donc, sous toute réserve, ce marbre dolomitique à l'étage inférieur du Schisto-calcaire. Sa texture et sa structure écartent toute assimilation au niveau de base SC_{Ia} de cet étage.

Par contre cette dolomie ressemble à certains faciès du niveau immédiatement sus-jacent, SC_{Ib}, de la plaine de Tchibanga.

C'est pour cette raison que j'ai été enclin à considérer ces blocs de marbre dolomitique comme représentant un lambeau synclinal schisto-calcaire pincé dans la série métamorphique du Système des Monts Bamba et qui n'aurait pas suivi la masse principale écoulée vers le NE.

MÉTAMORPHISME DANS LA SÉRIE SCHISTO-CALCAIRE ET DANS LES SÉRIES INFÉRIEURES DU SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL

Indépendamment de la Série schisto-gréseuse du Massif d'Ikoundou, les séries de ce système montrent sur le flanc occidental du Synclinal de la Nyanga (plaine de Tchibanga) des signes d'un métamorphisme certain :

— schistification des sédiments argileux de ces séries et des joints argileux des couches carbonatées, avec production de chlorite et de séricite;

— recristallisation des sédiments calcaires, dolomitiques et marneux en marbres et cipolins.

Ce métamorphisme s'est généralisé tout le long du flanc occidental de ce Synclinal de la Nyanga. Il est absent ou tout au plus réduit, à quelques calcschistes par laminages des couches du SC_{III} et du SC_{II} en bordure du flanc NE du Massif d'Ikoundou.

La recristallisation en marbres et cipolins est remarquable dans tout l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire et dans les couches supérieures carbonatées de la Série de la Louila.

La schistification s'observe dans toute la Série glaciaire du Bamba et dans toutes les assises schisteuses de la Série de la Louila. Elle est moins nette et le plus souvent absente dans la Série glaciaire du Niari.

On notera toutefois une recristallisation des carbonates de la trame en calcite ou dolomite et de la silice en quartz.

Elle devient sporadique et liée aux zones de laminage dans l'étage SC_{IV}.

En bordure de la chaîne du Mayombe, par sa généralisation dans les couches de la plupart des séries du Système du Congo occidental, ce métamorphisme a pris un caractère régional.

Toutefois la superposition stratigraphique des différentes assises a été conservé ainsi que le litage apparent des strates originels (dolomies zonées du SC_{Ib}).

Tout au plus, constate-t-on dans les régions d'intenses laminages (flancs laminés) l'apparence de pseudo-gneiss des cipolins dolomitiques de la Série de la Louila.

Dans ce cas seulement, la stratification originelle a été détruite et les phyllites (chlorite essentiellement) se sont étalées en bandes discontinues perpendiculairement au plan de compression.

D'autre part la composition originelle des sédiments se retrouve intacte dans ces dépôts métamorphisés. Cette composition initiale a donc joué un rôle prépondérant dans l'acquisition des nouveaux faciès pétrographiques.

Les carbonates ont recristallisé en une mosaïque de cristallites jointifs de dolomite ou de calcite, très souvent maclée. La silice incluse dans ces sédiments a recristallisé en quartz. En recristallisant, ces sédiments carbonatés ont pris une structure équante.

Quelques minéraux sont apparus :

— de l'*albite* qui est présente en quantité très variable dans les marbres et cipolins de la Série de la Louila et de la Série Schisto-calcaire;

— du *talc* et parfois de la *trémolite* dans les anciens joints argileux du niveau SC_{III_a} de la Série schisto-calcaire. Ces minéraux apparaissent sur les faces de contact laminées des horizons de ce niveau;

— de la *chlorite* et de la *séricite*, par recristallisation des éléments argileux des joints des couches carbonatées de la Série de la Louila ou du niveau SC_{I_b} de l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire.

Ces deux minéraux phylliteux constituent avec le quartz, les éléments structuraux essentiels des schistes de la Série de la Louila ou de la pâte des argiles à blocaux de la Série glaciaire du Bamba. Ils situent la zone de métamorphisme dan laquelle ces roches ont recristallisé : zone à chlorite et séricite.

L'élévation de température qui permit la cristallisation des particules argileuses en chlorite et séricite fibreuse (et peut-être et d'autres minéraux voisins tels que l'illite), des particules siliceuses en quartz, est sous toute vraisemblance, la même qui a servi à la cristallisation des carbonates en dolomite et calcite. Elle serait donc relativement faible.

Comme nous l'avons signalé précédemment, le métamorphisme n'apparaît que dans la région où les couches ont subi une fracturation et un plissement maxima.

Ce métamorphisme semble donc lié à ces deux facteurs tectoniques.

Cette région fracturée montre une assez forte circulation d'eaux minérales carbonatées (filons de calcite) ou siliceuses (filons de quartz) entraînant une minéralisation cuprifère, zincifère, plombifère et fluorée. Mais leur rôle n'est qu'accessoire et très localisé et vraisemblablement indépendante du métamorphisme.

D'autre part on retrouve des filons quartzeux hydrothermaux, parfois à ponctuations de minéralisation, dans la Série schisto-gréseuse du Massif d'Ikoundou. Or cette série, en dehors d'une compacité de sédiments, ne montre aucune trace de métamorphisme.

L'épaisseur des dépôts superposés et la tectonique d'écoulement fracassante, avec plissement de couches entraînées, seraient, à mon avis, les facteurs essentiels de ce métamorphisme.

L'élévation de température et l'entraînement des particules les unes sur les autres pendant l'écoulement des masses superposées, semblent être les facteurs dominants de la cristallisation et de la formation de la schistosité des sédiments argileux de ces séries.

Les couches carbonatées compacifiées, beaucoup plus résistantes, auraient seulement recristallisé en conservant la disposition stratigraphique originelle. Ceci est confirmé par des observations de terrain. Dans le SC_{I_c} ou dans les couches supérieures carbonatées de la Série de la Louila, le banc de carbonates se transforme en un marbre à structure équante tandis que le joint argileux montre une disposition planaire ou linéaire des chlorites et de la séricite; leur plan de schistosité est oblique sur la stratification.

La superposition stratigraphique des sédiments calcaires ou dolomitiques n'a été dérangée ou détruite qu'au passage des plans de fracture.

On peut donc conclure en considérant ce métamorphisme du Système du Congo occidental comme un métamorphisme régional de faible température.

Paléontologie.

Les manifestations zoogènes (stromatolithes) n'apparaissent nettement qu'à l'étage SC_{II1} de la Série schisto-calcaire.

Des colonies alguaires s'installent dès le niveau SC_{II1_a} aussi bien dans la plaine de Tchibanga (colonie de *Collenia* de la Moukalaba et de la Dibotscha et colonies de la région de l'ancien village Iboumba, au Sud du bac de la Moukalaba Ganzi) que dans la plaine Divénié-Fougamou (colonies en grandes cupules encroûtantes à la base de la falaise de Kéri).

Ces colonies alguaires luttèrent contre l'envasement progressif au SC_{IV} et finirent par disparaître.

Tectonique.

Sur le flanc occidental du Synclinal de la Nyanga, la Série schisto-calcaire montre une

nette discontinuité tectonique entre son étage inférieur et ses étages supérieurs. L'alignement 330-340 N_m de l'étage inférieur SC_I est calqué sur l'alignement des séries sous-jacentes de ce Système du Congo occidental; l'orientation des trois séries supérieures de cette même Série schisto-calcaire s'effectue suivant une direction 305 N_m.

Cette direction 305 N_m ne se retrouve que très rarement à l'intérieur du Massif d'Ikoundou, même pour les couches anticlinales de l'étage SC_{IV} de cette Série schisto-calcaire.

On peut penser que, lors de l'écoulement vers le NE de la couverture synclinale du Système du Congo occidental, les couches supérieures SC_{II}, SC_{III}, SC_{IV}, se sont décollées de l'étage inférieur. En glissant sur l'étage inférieur SC_I, elles auraient pivoté.

Lors de l'écoulement de la Série schisto-calcaire vers le dôme plutonique du Massif du Chaillu, il se serait donc effectué des chevauchements des trois étages supérieurs sur l'étage inférieur; je ne pense pas toutefois qu'ils puissent être considérés comme des charriages.

La grande ligne de fracture longitudinale, qu'on observe au contact du SC_{IV} et de la Série schisto-gréseuse, le long du flanc occidental du Massif d'Ikoundou, et celle qu'on discerne le long du flanc oriental de ce même massif, correspondraient aux grandes zones de choc entre ces deux séries : Série schisto-calcaire et Série schisto-gréseuse.

Au delà de N'Dendé, le plissement de la Série schisto-calcaire s'atténue très rapidement pour prendre une allure de dépôts calmes et réguliers. Les faibles pendages de 2 à 5° SO ne représenteraient plus que l'inclinaison normale acquise dans le bassin de subsidence par le tassement des sédiments.

En remarque, J. Lepersonne (1951*b*) a constaté dans le Nord de l'Angola à plusieurs reprises, que les couches de l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire et des séries sous-jacentes du Système du Congo occidental avaient une pente générale vers le SO. Il a noté d'autre part que sur le flanc NE des anticlinaux, la Série tillitique du Niari faisait constamment défaut.

Il interpréta cette allure tectonique comme une structure de plis déversés vers le NE et de failles longitudinales, passant par les flancs orientaux des anticlinaux.

Je pense que la tectonique de la Série schisto-calcaire et des séries sous-jacentes de ce Système du Congo occidental est très comparable dans la plaine de Tchibanga (flanc SO du Synclinal de la Nyanga) mais elle serait moins régulière.

Si en effet on remarque le passage de failles longitudinales dans les Monts Sanga, Imanga et le chaînon de Mongo, la tectonique prend une allure beaucoup plus calme dans la vallée de la Doussé Koussou, les grandes fractures n'y semblent plus visibles et on rencontre pour la Série de la Louila des faciès Sékélolo normaux et non laminés.

Ressources minérales de la Série schisto-calcaire.

Le niveau SC_{Ib} de l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire, dans la plaine de Tchibanga, est traversé par des filons de calcite et de quartz ponctués d'une minéralisation cuprifère (bornite, chalcopyrite, malachite, azurite).

Des filons à fluorine violette ont été reconnus dans le niveau SC_{IIIa} à proximité de Tchibanga et du village Louango, vers Mourindi.

D'après les membres de la misson P. Nicolini (1955), il existerait aussi des filons à fluorine dans le niveau SC_{Ib} de la vallée de la Douvala, affluent de la Doussé Koussou.

Relations avec les régions voisines.

a) *Le Synclinal du Niari :*

La sédimentation du Synclinal du Niari est très comparable à celle du flanc oriental du Synclinal de la Nyanga (plaine Divénié-Fougamou). On notera toutefois une nette prédominance des sédiments calcaires dans ce Synclinal du Niari alors que nos descriptions ont fait apparaître une prééminence des sédiments dolomitiques dans ce bassin oriental du Synclinal de la Nyanga.

L'étage inférieur SC_I commence par le niveau SC_{Ia} de dolomie rose ou grise, d'une puissance très régulière de 10 à 12 m; il se poursuit par 350 m de marnes et calcaires marneux du SC_{Ib}; le SC_{Ic} est représenté par 50 à 60 m de calcaires oolithiques avec quelques intercalations de calcaires à stromatolithes en forme de cône.

L'étage SC_{II} est un ensemble calcareux d'environ 250 m, avec des calcaires à stromatolithes, des calcaires marneux, des grès et argiles sableuses intercalés et localement un horizon d'oolithes silicifiées.

L'étage SC_{III} débute par des calcaires à éléments bréchoïdes et une variation brusque de pendages. G. Bigotte (1956) les interprète comme provenant d'un glissement sous-aquatique à grande échelle, mettant fin à la sédimentation « ouverte » de l'étage SC_{II}. Ils marqueraient une nette tendance à l'émersion qui aurait permi la formation d'horizons d'évaporites au SC_{III}. Ce niveau inférieur de l'étage SC_{III} se termine par la pseudo-oolithe de Kisantu.

Le niveau SC_{IIIb} est un ensemble calcaro-dolomitique et dolomitique d'environ 200 m d'épaisseur, avec quelques horizons marneux et quelques horizons à stromatolithes.

L'étage se termine par des calcaires dolomitiques et des dolomies, d'une puissance de 40 à 60 m, avec un horizon d'oolithes, très constant et très caractéristique stratigraphiquement pour ce Synclinal.

L'étage SC_{IV} est représenté par 20 m d'argilites lie-de-vin à lentilles de cherts, alternant avec des grès feldspathiques à récurrences de calcaires argileux ou cristallins à bancs silicifiés.

b) *Bas-Congo belge :*

Nous avons décrit en tête de ce chapitre la Série schisto-calcaire type, telle qu'elle a été établie par F. Delhaye et M. Sluys.

L. Cahen (1954) a indiqué qu'indépendamment de la rectification de la limite de l'étage du Bangu, la subdivision de cet étage par ces auteurs n'a pas été confirmée par les levers récents. Il donne une subdivision stratigraphique provisoire de cet étage terminal pour le Bas Congo belge avec :

— à la base, un horizon conglomératique ou bréchique;

— surmonté par des calcaires dolomitiques clairs à zones noires fétides;

— les bancs d'oolithes ou pseudo-oolithes de Kisantu, interstratifiées dans des schistes et calcschistes;

— ensuite, des horizons de dolomies ou de calcaires dolomitiques avec schistes et calcschistes se terminant par des calcaires dolomitiques à bancs d'oolithes et de cherts.

L'étage SC_{IV} n'est pas connu dans cette région.

c) *Angola :*

La Série schisto-calcaire est une série du Système du Bembé (homologue du Système du Congo occidental).

Dans la région de la Serra de Uije dans le Nord de l'Angola (J. Lepersonne 1951*b*; F. Mouta 1954) l'étage inférieur du Schisto-calcaire est métamorphisé et serait très comparable à notre SC_I de la plaine de Tchibanga.

SC_{Ia}. — Marbre dolomitique rose ou gris;

SC_{Ib}. — Schistes et calcschistes plissotés et à forte schistosité;

SC_{Ic}. — Marbres ou cipolins massifs à stylolithes, à grains de quartz roulés, en grandes masses de marbres blancs et gris, saccharoïdes, très massifs, traversés par des stylolithes à surfaces micacées.

Les couches de cet étage sont en plis déversés en général vers le NE et accompagnés de failles longitudinales.

Les étages du SC_{II} et SC_{III} de cette Série schisto-calcaire du Système du Bembé comportent dans les régions de Cumba, Maquella do Zombo, Mavoïo, les faciès caractéris-

tiques des étages SC_{II} et SC_{III} du Bas Congo belge et du Synclinal du Niari. Toutefois, il convient de signaler un horizon de stromatolithes au sommet du SC_{IIIa} qui remplace l'horizon de la pseudo-oolithe de Kisantu.

Dans le Sud de l'Angola F. Mouta (1954) signale que les dépôts de cette Série schisto-calcaire se sont effectués en bassins fermés sans liaisons entre eux. Les calcaires y sont très peu développés et seul l'horizon de la pseudo-oolithe de Kisantu y a été reconnu.

CHAPITRE VI

SÉRIES SCHISTO-GRÉSEUSES

Généralités.

Complétant les premières descriptions de Pechuel-Lœsche, E. Dupont et J. Cornet groupèrent en deux séries :

Série de la M'Pioka à la base,

Série de l'Inkisi au sommet,

une succession de couches argileuses et gréseuses, qui venait couronner en position subtabulaire, les formations précambriennes du Bas-Congo belge.

Cette stratigraphie fut ensuite précisée par F. Delhaye et M. Sluys.

Retrouvées en territoire français au Moyen-Congo et au Gabon, ces formations furent décrites sous les mêmes termes et avec les mêmes subdivisions par V. Babet, R. Furon, V. Pérébaskine, B. Brajnikov, puis sous le nom de série schisto-gréseuse du Système de la Noya, par B. Choubert (Gabon septentrional).

Depuis 1947, différents auteurs belges reprirent l'étude détaillée de ces séries et introduisirent dans le Système schisto-gréseux, une série inférieure nouvelle : *la Série de la M'Fidi.* Cette série fut définie par M.C. Brandes comme un ensemble lenticulaire, situé sous le niveau clastique de base de la Série de la M'Pioka (la Brèche du Bangu et du Niari) et posé sur la surface ravinée de la Série schisto-calcaire.

Ces dernières années les géologues français du Niari apportèrent pour le Synclinal du Niari des précisions nouvelles, stratigraphiques et pétrographiques. Ils assuraient de la parfaite homologie entre la Série de la M'Pioka et de l'Inkisi des deux territoires et constataient l'absence, dans ce synclinal, de cette série nouvelle, la Série de la M'Fidi.

La synthèse de tous les travaux fut faite pour le Synclinal du Niari par J. Cosson (1955*a*). Il conserva l'intégration de ces deux séries comme séries supérieures du Système du Congo Occidental, telle qu'elle avait été proposée par la réunion des géologues du Congo Occidental à Léopoldville en 1945.

Pour le Synclinal de la Nyanga, les études géologiques régionales de J. Cosson, P. Nicolini et moi-même donnèrent lieu à un certain nombre de remarques :

— Les formations schisto-gréseuses, complètes dans le Synclinal du Niari, semblent être réduites seulement à l'étage inférieur de la Série de M'Pioka ou à son équivalent. Même l'équivalent de cet étage paraît tronqué dans la partie tout à fait septentrionale du Synclinal de la Nyanga.

— Les niveaux de l'étage inférieur de la Série de M'Pioka, classiquement définis dans le Synclinal du Niari, au Bas Congo belge et dans le Nord de l'Angola, ne se retrouvent jusqu'ici avec sûreté, que dans le bassin méridonal de ce Synclinal de la Nyanga. Dans son bassin septentrional, les niveaux semblent y prendre des puissances et des faciès aberrants et le parallélisme entre les niveaux classiques et les niveaux de la série schisto-gréseuse de ce bassin septentrional devient précaire.

En attendant des études plus précises dans ce bassin septentrional, je préfère ne pas employer les termes de la subdivision usuelle et utiliser la locution plus vague de : *Série schisto-gréseuse.*

Une exception semble pouvoir être faite pour le Mont Fouari et le Mont Pali. Les descriptions de V. Babet et de V. Pérébaskine, que j'ai complétées en 1951, permettraient d'y reconnaître l'étage inférieur d'une Série de la M'Pioka classique.

1. Séries Schisto-gréseuses dans le Mont Fouari et le Mont Pali.

Le Mont Fouari, culminant vers 630 m, fait partie avec le Mont Pali, le massif de Libinga et la Chaîne de Soussoungui, d'une suite de collines; elles prolongent au SE le massif schisto-gréseux d'Ikoundou.

Ayant escaladé jusqu'à son sommet le Mont Fouari, je puis donner sur sa stratigraphie des renseignements nouveaux; ils sont venus compléter les observations anciennes de V. Babet et de V. Pérébaskine.

Par contre n'ayant fait qu'aborder le Mont Pali, les indications stratigraphiques sur cette colline ne sont que fragmentaires. Elles permettent cependant d'établir une parfaite identité de succession stratigraphique entre ces deux collines.

a) *Mont Fouari :*

Sur la surface ravinée du Schisto-calcaire, soit sur le SC_{III}, soit sur le SC_{IV}, vient reposer un niveau bréchique ou conglomératique de 6 à 12 m de puissance et à peu près continu.

Complet sur le flanc SE (carnets manuscrits de V. Babet) ce niveau comprend trois horizons :

— à la base, un horizon de petites brèches calcaires ou dolomitiques (2 à 3 cm) dans une pâte légèrement calcareuse brun-mauve;

— un horizon d'argilite gréseuse verte le surmonte;

— un horizon conglomératique le recouvre. Il est bréchifié à sa base avec des cherts de n'importe quel niveau du SC_{III} et passe vers le haut à un grès vert conglomératique à galets des mêmes cherts du SC_{III}.

Sur le flanc NE, ce niveau n'a pas été retrouvé. Sur le flanc O, à une altitude légèrement plus basse que sur le flanc SE, de ce niveau il n'a été observé qu'un banc, de 2,5 m environ d'épaisseur, d'un grès conglomératique, dont les galets de cherts ont un diamètre de 6 cm à la base et seulement quelques mm à la partie supérieure.

De gros blocs éboulés de ce même niveau conglomératique se retrouvent dans la savane d'Ilounga au pied du flanc Sud. Une pâte gréseuse emballe des galets de cherts de calcaires du SC_{III} et des galets de grès-quartzites verts, vraisemblablement du SC_{IV}.

Sur ce niveau détritique, la série proprement dite commence par des bancs d'argilites violacées. Elle comprend ensuite une alternance de bancs de grès violacés et d'argilites violacées ou lie-de-vin, très souvent altérés.

Sur ce niveau d'environ 40 m d'épaisseur, reposent des grès verts bleutés massifs, durs et compacts à grains fins. Erodés le plus souvent en grosses boules, ils se présentent rarement en affleurements.

D'après la coupe de V. Babet ce niveau débuterait, au moins localement, sur les grès

violacés du niveau sous-jacent par des grès verts à gros grains, très légèrement conglomératiques.

Avec 90 m de puissance possible, leur succède ensuite une alternance d'argilites brunes, rouges ou violacées, et des grès violacés, parfois à lits argileux lie-de-vin.

A quelques cinquante mètres d'altitude du sommet, j'ai trouvé des grès verts et des grès violacés, contenant de rares petits galets de calcédoine et reposant en concordance sur les argilites sous-jacentes. Ce niveau supérieur aurait une épaisseur problématique de 30 m.

Toutes les couches de ces trois niveaux ont des pendages SO voisins de 35° et des alignements 330-335 N_m.

Sur les sommets du Mont Fouari, aux altitudes variant entre 637 et 647 m, j'ai découvert des blocs colossaux d'un grès conglomératique, défeldspathisé et réduit à un squelette siliceux de teinte gris sale.

Les galets de calcédoine, de 2 à 3 cm de diamètre, étaient disposés en « chaînettes » et le plus souvent éclatés diamétralement.

Dans un ravin à proximité de ces énormes blocs des sommets du Mont Fouari, l'examen d'un affleurement de ces grès semblait indiquer qu'ils reposaient en discordance angulaire sur les grès violacés à petits galets de calcédoine.

Ce faciès d'altération de ces grès du sommet du Mont Fouari est analogue, sinon identique au faciès d'altération de la Série de l'Inkisi. On peut donc se demander si ces lambeaux gréso-conglomératiques ne représenteraient pas un lambeau de cette Série de l'Inkisi.

Les galets de calcédoine sont à première vue semblables pour les deux assises sus et sous-jacente. Dans ce cas, on peut supposer que les couches gréseuses supérieures, discordantes, seraient un témoin de l'étage supérieur P_{II} de la Série de la M'Pioka.

Ni cet étage supérieur P_{II}, ni la Série de l'Inkisi n'ont été jusqu'ici découverts dans le Synclinal de la Nyanga.

La discordance peut ne correspondre qu'à un accident local, faisant chevaucher, en fausse discordance, les bancs supérieurs du niveau P_{Ic} de l'étage inférieur de la Série de la M'Pioka.

A ce sujet nous rappelons que P. Nicolini, sur la coupure voisine Sibiti-Ouest (bassin méridional du Synclinal de la Nyanga) signala vers le sommet de ce niveau des grès conglomératiques et des grès à graviers, rappelant l'étage inférieur de la Série de l'Inkisi.

Les descriptions que cet auteur donne de l'étage inférieur de la Série de la M'Pioka, pour le massif de Libinga et de la Chaîne du Soussoungui, concordent avec celles que je viens d'énumérer pour le Mont Fouari.

Je pense donc que l'on peut conclure dans la succession suivante au Mont Fouari, de bas en haut :

Série de la M'Pioka	1) Brèche du Niari : 2) Etage P_I : a) argilites et grès violacés; b) grès compacts bleutés; c) argilites et grès violacés, grès à petits galets au sommet.
Etage P_{II} ou Inkisi	I_o ? grès conglomératiques

b) *Le Mont Pali :*

Les renseignements anciens (1929) de V. Babet et nos observations fragmentaires permettent de supposer qu'une succession identique à celle du Mont Fouari se retrouve au Mont Pali. L'étage inférieur, du type classique Série de la M'Pioka, recouvre la Brèche du Niari, qui repose elle-même sur des calcschistes et schistes verts écrasés; ces derniers correspondent, je pense, à la présence de l'étage SC_{IV} de la Série schisto-calcaire.

2. La Série schisto-gréseuse dans le Massif d'Ikoundou.

Si les couches schisto-gréseuses sont réduites à des chapelets de collines parallèles dans le bassin méridional, elles vont constituer, au Nord du fleuve Nyanga, une vaste chaîne de 200 km de long sur environ 60 km de large : le Massif d'Ikoundou.

Dans ce vaste massif, trop souvent la couverture forestière et le manteau d'altération sableux et argileux masquent la plupart des affleurements.

Comme d'autre part les faciès de cette série schisto-gréseuse sont très souvent semblables pour des niveaux stratigraphiquement différents, l'interprétation des affleurements disparates présentera toujours un caractère d'imprécision.

Toutefois les divers itinéraires, utilisant les quelques voies de pénétration transversales d'Est en Ouest, m'amènent à conclure que les couches schisto-gréseuses se réduisent :

— à un niveau conglomératique, sporadique et lenticulaire, placé à la base de cette série;

— et à trois niveaux superposés d'une seule série schisto-gréseuse de composition et de faciès constants.

Ces divers niveaux, plissés et déversés presque toujours vers le NE, montrent une tectonique beaucoup plus compliquée que la carte n'a pu la représenter.

a) *Stratigraphie de la Série schisto-gréseuse dans le Massif d'Ikoundou :*

Le niveau conglomératique (SG_0).

Par sa position stratigraphique sur la surface ravinée du Schisto-calcaire, soit sur les horizons du SC_{IV}, soit sur les horizons du SC_{III}, le niveau conglomératique peut-être considéré comme l'équivalent de la Brèche du Niari.

Par son faciès et sa composition, ce conglomérat se paralléliserait avec l'horizon supérieur de la Brèche du Niari au Mont Fouari.

Les poudingues de ce niveau conglomératique, de 8 à 15 m de puissance, ont une pâte gréseuse ou gréso-argileuse verte. Leurs galets sont toujours bien polis; ils sont parfois assez volumineux (15 à 20 cm de diamètre).

Les galets sont des galets de cherts et des galets de calcaires ou dolomies du SC_{III}, des galets de grès-quartzites et d'argilites du SC_{IV}.

Personnellement je n'ai observé ce niveau conglomératique qu'à l'intérieur du Massif d'Ikoundou (rivière Missayiri, N'Zoutsi, Polo, etc.) dans la zone occidentale de ce Massif. Il en a été de même pour Lissilour et Barras du Commissariat à l'Energie Atomique (C.E.A.) (rivières M'Banga Polo, etc.) et G. Korableff (1946) (Moukalaba Ganzi).

Sur le flanc oriental de ce massif, les couches argilitiques du niveau de base paraissent recouvrir directement la surface ravinée de l'étage SC_{III} de la Série schisto-calcaire. Jusqu'ici il n'a en effet été reconnu, ni Brèche du Niari ou son équivalent conglomératique, ni étage SC_{IV} de la Série chisto-calcaire. Cet étage et ce niveau classique ont pu être enlevés par laminage du flanc NE des synclinaux schisto-gréseux ou bien ils ont échappé jusqu'à présent à l'observation.

Le niveau inférieur (SG_{I_a}).

Ce niveau inférieur, d'une puissance de l'ordre de 100 m, est une alternance d'argilites rouges et de grès violacés.

Il débute toujours par un banc plus ou moins épais d'argilites rouges ou violacées, recouvert par un banc de grès violacés. Ce banc gréseux présente assez souvent à sa base des lits d'argilite rouge, larges de 7 à 8 mm, plus ou moins plissotés, parfois réguliers, alternant avec des lits gréseux d'une épaisseur très comparable.

Les grès de ce niveau sont en général de texture fine et ressemblent à des quartzites compacts. Sous le microscope, j'ai constaté que les clastiques, anguleux ou subanguleux, étaient emboîtés les uns les autres et agglomérés par de la séricite, de la chlorite, des débris de quartz, de feldspaths, etc.

Le niveau moyen (SG_{Ib}).

Ces grès et argilites sont surmontés par un niveau de grès verts ou bleutés, compacts, durs.

Assez fréquemment ces grès verts ou bleus sont traversés par des filonnets de quartz, dont quelques uns présentent une minéralisation tourmalinifère ou pyriteuse.

Les affleurements de ces grès s'observent rarement sur les grands itinéraires que nous avons pratiqués, ce qui rend difficile l'interprétation de leur puissance et de leurs rapports avec les autres niveaux.

Cette puissance excède sûrement les 15 ou 25 m du niveau P_{Ib} de l'étage inférieur de la Série de la M'Pioka dans le Synclinal du Niari; elle doit atteindre 100 m.

Aussi certains géologues ont-ils pensé que ces grès verts ou bleutés pouvaient représenter un facies inhabituel du P_{Ic} classique de la région du Niari ou d'un étage SC_{IV} très puissant.

Habituellement ces grès se présentent en grosses boules, emballées dans leur terre d'altération sableuse.

Leurs affleurements se découpent en grandes dalles, inclinées suivant des pendages de 20 à 30° SO et sur lesquelles s'écoulent les rivières de ce massif.

Niveau supérieur (SG_{Ic}).

Dans la région de Diaba à Sanda, près de Moabi, et dans la région de l'ancien poste de Malimba, j'ai observé des grès verts de texture plus grossière, à passées argileuses rougeâtres; ils reposaient sur les grès bleutés compacts du niveau moyen.

On remarque encore, dans ces deux régions ainsi qu'à proximité de Denguélila, des affleurements disparates et des blocs de grès de couleur brun-mauve et des argilites mauves. Ils ressemblent beaucoup aux faciès signalés pour le niveau inférieur de cette série schisto-gréseuse.

Ou bien, à la faveur de l'érosion et des plissements, ils correspondent à la réapparition du niveau inférieur SG_{Ia}.

Ou bien, comme je le pense, ils constituent un niveau SG_{Ic}, fortement érodé.

3. Paléontologie.

Aucun fossile n'a jamais été découvert jusqu'ici dans cette série schisto-gréseuse du Synclinal de la Nyanga.

4. Tectonique.

Cette série terminale du Système du Congo Occidental, dans le Synclinal de la Nyanga, est plissée.

Son déversement vers le NE est constant. Ses pendages, de l'ordre de 20 à 25° SO, sont plus faibles que dans les séries inférieures de ce système. Localement à la faveur d'un décollement ou le long de plis laminés, les pendages peuvent atteindre 40 à 50° et exceptionnellement plus.

Cette fissuration et cette fracturation a permis l'infiltration de filons hydrothermaux, conservés dans les bancs gréseux.

Plus rigides que les masses d'argilites, les diverses couches de grès se sont brisées, lors de l'écoulement de tout le système du Congo Occidental vers le dôme plutonique du Massif du Chaillu. L'orientation principale des failles apparaît comme mayombienne.

Les plissements, suscités par cet écoulement, ont ramené vers la surface la couverture anticlinale du SC_{IV} de la Série schisto-calcaire. Ces couches du niveau SC_{IV}, mises à

découvert par l'érosion intense, sont parfois bordées par le conglomérat de base de la Série schisto-gréseuse du Massif d'Ikoundou.

L'absence éventuelle de ces anticlinaux de SC_{IV} sur le flanc oriental du Massif d'Ikoundou pourrait être expliqué comme un début de charriage de la Série schisto-gréseuse sur la Série schisto-calcaire de la Plaine de Divénié-Fougamou.

Sur cette bordure orientale du Massif d'Ikoundou, ce laminage du Schisto-calcaire semble vraisemblable. Les quelques rares affleurements de l'étage SC_{III} montrent un intense laminage : les bancs silicifiés sont écrasés et les bancs carbonatés ont été transformés en calcschistes avec apparition de talc.

On peut toutefois affirmer que l'intensité des plissements a été assez forte pour plisser tout le Système du Congo Occidental dans le Synclinal de la Nyanga et que cette tectonique a brisé les couches rigides (bancs calcaires et bancs gréseux durs) et souvent plissoté les strates et bancs argileux.

Au Mont Fouari, un niveau très lacuneux de grès à petits galets a une allure tectonique plus calme que celle des couches inférieures sur lesquelles il repose. Cette apparente discordance serait en faveur d'une phase de plissements schisto-gréseuse antérieure au dépôt de cette série ultime.

Ce témoin conglomératique peut aussi être interprété comme un lambeau de chevauchement des couches supérieures de la même série sur les couches inférieures. Toutefois, on fera remarquer que ce lambeau conglomératique représente un changement dans la sédimentation et qu'il fait apparaître au moins une discontinuité.

CONCLUSION

Dans ce synclinal de la Nyanga, les formations schisto-gréseuses sont donc réduites à une seule série, plissée et déversée vers le NE. Cette série schisto-gréseuse semble, d'après quelques observations locales (Mont Fouari), l'équivalent stratigraphique de l'étage inférieur de la Série de la M'Pioka de la stratigraphie classique.

On pense actuellement que la sédimentation de la Série de l'Inkisi aurait été fournie par les dépôts accumulés sur le Massif du Chaillu, car la sédimentation de cette série est plus grossière en bordure du Chaillu et devient de plus en plus fine en s'approchant de l'Angola.

Ces dépôts auraient donc cheminé, comme le pensent certains auteurs, du Nord vers le Sud.

C'est vraisemblablement pour cette raison qu'on ne retrouve pas de Série de l'Inkisi dans le Synclinal de la Nyanga.

Ce Synclinal se trouvait en effet en dehors de la voie de cheminement des dépôts accumulés sur le Massif du Chaillu.

Malgré l'horizon gréso-conglomératique d'une série de l'Inkisi problématique sur le Mont Fouari, on peut actuellement penser que l'histoire du Système du Congo Occidental dans le Synclinal de la Nyanga s'arrête avec la Série de la M'Pioka ou son équivalent stratigraphique.

5. Relations avec les régions voisines.

a) *Le Synclinal du Niari*

Si le Précambrien terminal paraît très incomplet dans le Synclinal de la Nyanga, par contre dans le Synclinal du Niari il se présente avec les subdivisions classiques en deux séries : la *Série de la M'Pioka* à la base et la *Série de l'Inkisi* au sommet et chaque série sera formée, comme au Bas Congo belge, de deux étages.

Pour ces étages, dans l'une et l'autre fédération, les puissances des différents niveaux sont très analogues.

La Série de l'Inkisi, la série supérieure, forme à l'Ouest de Brazzaville un grand plateau : *Le Plateau des Cataractes.*

L'épaisseur de cette série y est estimée entre 600 et 700 m; chaque étage a une puissance de l'ordre de 300 à 350 m.

L'étage inférieur de cette série de l'Inkisi est essentiellement arkosique, avec à la base un conglomérat discontinu à galets de 3 à 15 cm.

L'étage supérieur est essentiellement gréso-feldspathique.

Les roches de ces deux étages se représentent avec le même faciès lie-de-vin ou rouge, rappelant les faciès des « vieux grès rouges ».

Cette Série de l'Inkisi repose sur la surface ravinée de la série inférieure, Série de la M'Pioka, et peut-être même sur celle du Schisto-calcaire. Il y a eu une lacune d'érosion et une transgression très importantes.

La Série de la M'Pioka se décompose en deux étages :

— *L'étage supérieur,* d'une puissance de l'ordre de 500 m, comprend divers horizons gréso-arkosiques à la base, de teinte rouge ou lie-de-vin, parfois avec des stratifications entrecroisés; des horizons argilitiques et argilo-gréseux; des horizons gréso-arkosiques, avec ou sans stratifications entrecroisées, et avec des bancs argilitiques et de grès intercalés.

— *L'étage inférieur* est très comparable aux faciès des Monts schisto-gréseux du Synclinal de la Nyanga, mais les puissances ne sont pas équivalentes :

30 à 50 m d'intercalations d'argilites et de grès rouges ou lie-de-vin à la base;

20 à 50 m de grès arkosiques ou grès compacts bleutés ou rouges;

320 à 350 m d'argilites et grès compacts, rouges ou lie-de-vin. L'ensemble est mal stratifié et on observe des surfaces à ripple-marks.

Dans le Synclinal du Niari et au Bas Congo belge, les couches de la M'Pioka, ont une allure tectonique relativement calme. Elles sont largement ondulées mais affectées dans le Synclinal du Niari par deux réseaux principaux de failles : *failles mayombiennes* SO-NE et *failles combiennes* OSO-ENE.

Au Bas Congo belge, L. Cahen (1954) indique qu'au Bangu les deux séries, Inkisi et M'Pioka, suivent à peu près la même allure synclinale, ce qui rend vraisemblable l'âge post-Inkisi du plissement principal. Ce plissement est caractérisé par des plis déversés vers l'ENE, s'atténuant assez rapidement en s'éloignant vers l'Est.

Par contre en Angola septentrional, une phase de plissement et de fractures post-M'Pioka et anté-Inkisi a été reconnue.

Certes la discordance angulaire qui sépare la Série de l'Inkisi de la Série de la M'Pioka est relativement faible, mais la lacune d'érosion est notable.

Une phase de plissement post-M'Pioka est loin d'être impossible si on considère (d'ailleurs sous toute vraisemblance) que le mouvement moteur a été suscité par le soulèvement du socle de la chaîne du Mayombe et de ses couvertures. Par contre la phase de plissement post-Inkisi serait engendrée par une surélévation plus tardive du Massif du Chaillu, grand fournisseur de sédiments de cette Série de l'Inkisi.

Ces deux séries débutent par un niveau bréchique, la *Brèche du Niari,* de puissance très variable de 0,5 m à 15 ou 20 m. C'est un dépôt clastique grossier, à ciment calcareux ou siliceux d'une teinte grise emballant des éléments bréchoïdes ou subanguleux de calcaires du SC_{II} ou de cherts et parfois de schistes du SC_{IV}.

b) *Relations avec le Bas-Congo belge*

La sédimentation du Bas Congo belge se différencie peu de celle du Synclinal du Niari. C'est dans ce territoire que les deux séries de l'Inkisi et de la M'Pioka y ont été définies et réunies en un même système : le Système schisto-gréseux.

La Série de l'Inkisi, d'une puissance variant de 650 à 750 m débute comme au Niari par

un niveau conglomératique. Son étage inférieur est schisteux et arkosique, d'une teinte rouge ou violacée. On y observe fréquemment des stratifications entrecroisées et, à l'intérieur des bancs, des galets discoïdeux de quartz, quartzites, cherts et feldspaths.

Son étage supérieur est arkosique à la base et schisteux au sommet.

La série inférieure ressemble beaucoup à celle du Niari. L'étage inférieur comprend trois niveaux identiques tant en faciès qu'en puissance. L'étage supérieur comporte un puissant niveau gréso-feldspathique à la base et un puissant niveau de schistes rouges, souvent zonaires, au sommet. Il est séparé du niveau inférieur par des schistes gréseux gris-verdâtres.

Ce système schisto-gréseux débute par la « Brèche du Bangu et du Niari » avec galets bréchoïdes (calcaires et cherts de l'étage SC_{III}); ces galets ou éléments bréchiques décroissent de volume de la base vers le sommet.

Entre ces séries schisto-gréseuses et la série schisto-calcaire, les auteurs belges, depuis Brandes (1949) y intercalent la *Série de la M'Fidi.*

La Série de la M'Pioka vient recouvrir cette série nouvelle avec une lacune d'érosion et en discordance.

Cette Série de la M'Fidi repose sur la surface ravinée du Schisto-calcaire en discordance et avec une lacune d'érosion importante.

Cette série, peu épaisse (environ 50 m) est essentiellement détritique :

— grès-quartzites feldspathiques, à galets disséminés et aplatis, avec des bancs intercalés de psammites et de schistes gris et rouges, plus ou moins calcareux;

— des grès calcareux et des horizons d'arkoses siliceuses grossières, parfois conglomératiques.

Cette série n'a pas son équivalent en A.E.F., ni dans le Synclinal du Niari, ni dans le Synclinal de la Nyanga.

c) *Relations avec l'Angola*

Dans le Nord de l'Angola (Congo occidental) les séries schisto-gréseuses sont très comparables à celles du Bas-Congo belge.

L'Inkisi du Bas Congo belge s'y prolonge en continuité. Les couches de cet Inkisi, d'allure subhorizontale, sont fréquemment affectées de failles anté et post-Karoo. On y observe les mêmes subdivisions qu'au Bas Congo belge et dans le Synclinal du Niari.

Toutefois le conglomérat de base a un ciment à grains beaucoup plus fins et des galets plus petits qu'au Bas Congo belge. J. Lepersonne (1951*b*) a supposé que la sédimentation, régulièrement plus fine du Nord vers le Sud, provenait du Massif du Chaillu.

La Série de la M'Pioka est très analogue à celle du Bas Congo belge et du Synclinal du Niari.

Sa brèche de base, appelée *Brèche de la Lufunde* a une puissance très variable depuis un microconglomérat de quelques cm d'épaisseur jusque 40 m. Dans cette brèche, les éléments anguleux sont toujours de grande taille.

Aux environs de Mavoio, elle repose en faible discordance tantôt sur des niveaux variables des calcaires du SC_{III} tantôt sur la surface ravinée du SC_{II}.

M. Gysin (1953) suppose qu'avant le dépôt de la Brèche de la Lufunde, le Schisto-calcaire était émergé et que son relief était accidenté. Pourtant dans cette région de Mavoio, les calcaires sont peu plissés, mais découpés en compartiments par de nombreuses failles.

Après la phase d'émersion, l'érosion aurait entamé les parties en relief et les produits de désagrégation se seraient accumulés sous forme de brèches de pente; celles-ci se seraient cimentées dans la phase d'immersion au début de la Série de la M'Pioka. Des mouvements épirogéniques, répétés à plusieurs reprises, auraient déterminé les intercalations bréchiformes de la base de la Série de la M'Pioka.

Dans la région du village de Luaia, la Brèche de Lufunde, est remplacée par un conglomérat à galets de calcaires gris très clair à gris vert, finement cristallin, à galets de schistes blancs translucides et de schistes gris vert. Ces galets sont répartis pêle-mêle. La pâte de ce conglomérat est verte, schisto-calcareuse et chloriteuse. Le métamorphisme a développé

de la séricite et de la chlorite dans la pâte et des cristaux d'albite dans les galets de calcaire. La stratification de l'ensemble est marquée par des lits microgréseux verts très réguliers.

Ce conglomérat de Luaia présente de grandes similitudes avec le niveau conglomératique situé à la base de la Série schisto-gréseuse du Massif d'Ikoundou : même métamorphisme, même nature de pâte et galets comparables.

Sur le versant de la colline de cet affleurement, J. Lepersonne (1951*b*) a assimilé les débris des schistes et de grès verts argileux à la base du SC_{Ib} et les éléments cristallins au SC_{Ic}. Je pense en fait, d'après les descriptions qu'il en fait et d'après la nature des galets du conglomérat, que ces débris représenteraient plutôt des galets du SC_{IIIa} métamorphisés et du SC_{IV} (qui existerait en Angola du Nord). Mais n'ayant pas vu les affleurements, je ne puis qu'en émettre l'hypothèse.

Il a été invoqué la présence d'une Série de la M'Fidi comme au Bas Congo belge. Les « Transitions Séries » de T. Maraack rentreraient plutôt dans le cadre d'un SC_{IV}.

Le contact entre la Série schisto-calcaire et cette Série de transition, est marqué par des lits de conglomérats très fins et une sédimentation de grès argilo-calcareux de texture très fine, parfois schisteux et micacés. Au sommet surviennent des grès-quartzites, feldspathiques grossiers à ciment parfois calcaire.

HUITIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE PRÉCAMBRIEN DU GABON OCCIDENTAL ET RÉGIONS LIMITROPHES

INTRODUCTION

Dans les différentes parties de ce mémoire, nous avons exposé notre point de vue sur le Précambrien du Gabon Occidental et régions limitrophes. En décrivant chaque système nous avons donné leurs caractères stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques.

Dans ces conclusions générales, en quatre chapitres, nous rappellerons brièvement tout d'abord la succession stratigraphique de ce Précambrien et les raisons qui nous ont amené à introduire une subdivision en quatre systèmes superposés, correspondant à quatre orogénèses échelonnées dans le temps. Ces quatre systèmes successifs sont les suivants, tels que nous les avons énumérés à la fin de la première partie :

I. — Système du Prémayombe;

II. — Système du Mayombe;

III. — Système des Monts Bamba;

IV. — Système du Congo Occidental (dans le Synclinal de la Nyanga).

En même temps, nous décrirons brièvement le « Complexe du Mayombe septentrional » dont l'appartenance à l'un ou l'autre des systèmes Prémayombien ou Mayombien, présente des incertitudes du fait du grand développement du plutonisme dans cette région de la Chaîne du Mayombe.

Je rappellerai les arguments qui me font pencher pour un rattachement de la majorité des groupes de ce Complexe au Système du Prémayombe.

Nous fournirons un aperçu des caractères pétrographiques, métamorphiques, métasomatiques et de l'évolution plutonique des différents systèmes.

Nous mettrons en relief les caractères généraux de la tectonique de ces différents systèmes et nous ferons une description succincte des relations tectoniques d'une orogénèse à l'autre.

Nous ferons apparaître les équivalences probables avec les séries métasomatisées ou non de la bordure occidentale du Massif du Chaillu.

CHAPITRE I

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

A. — Rappel de la stratigraphie du Précambrien au Gabon Occidental et régions limitrophes

Nous avons montré, dans ce mémoire, que le Précambrien dans ces régions, comprenait non pas trois systèmes superposés, mais quatre systèmes successifs :

I. — Le Système du Prémayombe;
II. — Le Système du Mayombe;
III. — Le Système des Monts Bamba;
IV. — Le Système du Congo Occidental.

dont la répartition est donnée par la carte hors-texte au 1/500 000e et dont la succession et la superposition stratigraphiques sont fournies par le tableau du chapitre 3 de la première partie (p. 50).

I. — Le Système du Prémayombe.

Nous avons subdivisé ce système en trois séries, apparemment concordantes entre elles, et qui sont les suivantes de la base au sommet :

— *La Série de la Doussa,* formée essentiellement de gneiss fins plagioclasiques rétromorphosés et conservée en petits septa sporadiques dans un ensemble migmatitique et plutonique. Elle est seulement visible au Gabon.

— *La Série des Monts Kouboula,* constituée essentiellement de quartzites et de quartzites micacés rétromorphosés. Elle se présente en septa dans le substratum migmatitique et plutonique gabonais et elle forme des assises importantes au Moyen-Congo.

— *La Série de la Douigni* aux faciès hétérogènes, rétromorphosés eux-aussi; elle comprend des micaschistes, des amphibolites, des épidotites, des talcschistes, des quartzites chloriteux et des laves associées (porphyroïdes de la rivière Loundji au Moyen-Congo).

Cet ensemble, d'origine sédimentaire, a participé à la formation d'un pluton prémayombien avec trois métasomatoses échelonnées dans le temps (calco-sodique, potassique, sodique). A ce pluton prémayombien, se rattachent des venues éruptives à caractères intrusifs locaux.

La métasomatose calco-sodique ne semble avoir atteint que les deux séries inférieures, Série de la Doussa et Série des Monts Kouboula. Elle a eu pour résultat la formation du *Groupe des anorthosites quartziques andésiniques rétromorphosées de la Dounvou.*

La métasomatose potassique se superposa à la première en modifiant les roches du Groupe de la Dounvou et elle a atteint tout le Système du Prémayombe. Elle a formé le *Groupe des granites albitisés de la N'Douna.*

La métasomatose sodique est surtout sensible dans la Série de la Douigni où elle a fait apparaître des gneiss chloriteux et albitiques à faciès d'embréchites. Elle a imprégné aussi toutes les roches du Système du Mayombe, mais elle ne se décèle guère qu'au microscope et à l'analyse chimique.

Les roches éruptives intrusives sont localisées géographiquement, mais elles viennent encadrer, de par leur position stratigraphique, la métasomatose potassique.

Ce sont les filons couches des *microgranites potassiques albitisés des Likassa* au Moyen-Congo. Ils sont en gisements concordants dans les couches de la Série des Monts Kouboula, mais leur venue est antérieure aux dépôts de la Série de la Douigni.

C'est le *granite potassique de Tongondo* situé, de part et d'autre du Kouilou au Moyen-Congo, en gisement laccolithique étiré. Il est postérieur à la Série de la Douigni, mais antérieur à la sédimentation du Système du Mayombe.

II. — Le Système du Mayombe.

Nous l'avons subdivisé en deux séries :

— La *Série de la Loukoula* à la base;

— La *Série de Sounda* au sommet.

La Série de la Loukoula, que nous décomposons en trois niveaux, comporte à la fois des faciès détritiques, pélitiques et volcaniques dans les deux premiers; le dernier ne contient plus que des faciès détritiques et des faciès pélitiques.

Cette série débute par un niveau conglomératique ou de puissantes assises arkosiques, dont les éléments ont été arrachés au substratum sous-jacent.

La Série de Sounda repose par une lacune d'érosion sur les couches de la série sous-jacente. Son dépôt est postérieur à une phase importante de plissements qui orienta les couches de la Série de la Loukoula parallèlement aux alignements prémayombiens. La phase majeure du plissement mayombien a établi une concordance tectonique entre les plis de la série inférieure et les plis de la série supérieure.

Ce système comporte un pluton avec une métasomatose sodique, sensible dans la série mayombienne inférieure, et une métasomatose calco-sodique et potassique, exercée dans le socle prémayombien.

La métasomatose sodique a créé des gneiss albitiques à faciès embréchitiques dans la Série de la Loukoula.

La métasomatose calco-sodique et potassique a affecté le substratum prémayombien, dont les minéraux ont été remobilisés. J'ai appelé *Groupe des Monts Doudou* ce nouveau plutonisme du socle à métasomatose calco-sodique et potassique. L'âge de cette remobilisation métasomatique, au cours de l'orogénèse mayombienne, est prouvé par la mise en évidence de niveaux conglomératique à la base du Système du Mayombe et à la base du Système des Monts Bamba, le système sus-jacent. A la base du premier, les galets ne sont formés que des roches migmatitiques et plutoniques de l'orogénèse prémayombien. A la base du second, on ne trouve que les roches du Groupe des Monts Doudou (J.P. Dévigne, 1957).

III. — Système des Monts Bamba.

Ce système repose sur le précédent par une lacune importante : disparition complète de la Série de Sounda au Nord de la rivière Dola, au Moyen-Congo, et une lacune importante ou totale (socle remis à nu) de la Série de la Loukoula au Gabon.

Il comprend deux séries :

— La *Série de la Banza* à la base (homologue de la Série de M'Vouti dans la région du Chemin de fer Congo-Océan au Moyen-Congo);

— La *Série de M'Beïa* au sommet (équivalente de la Série de Mossouva dans la région du Chemin de fer Congo-Océan).

Dans la série de la Banza, les faciès essentiellement pélitiques peuvent être qualifiés d' « orientaux ». Ils appartiennent à une grande fosse allongée, formée en bordure de la chaîne mayombienne et à peu près parallèle à la côte atlantique actuelle. Ces faciès pélitiques sont largement transgressifs et sont venus recouvrir un socle remis à nu.

Les faciès détritiques (conglomérats, quartzites, grès quartzitiques, arkoses) peuvent être qualifiés d'« occidentaux » car ils ont été formés sur ou à proximité de l'ancienne chaîne mayombienne, arasée, mais non complètement immergée.

La Série du M'Beïa comprend elle aussi des faciès détritiques et pélitiques, mais leur répartition semble moins régulière qu'au cours de la subsidence de la Série de la Banza.

Des faciès pélitiques ont persisté dans des régions de sédimentation continue : région de la boucle de la Nyanga. Là, la série débute par un niveau peu épais d'arkoses et se poursuit, pendant toute la subsidence de la série, par des dépôts de schistes verts satinés, à faciès pétrographique monotone, seulement différenciés par quelques bancs de quartzo-phyllades, de nature légèrement plus siliceuse.

En d'autres points de la chaîne du Mayombe, on peut parler d'une subdivision en couches inférieures et couches supérieures. Dans le synclinal de la Douaou par exemple, un conglomérat les sépare. Dans ce synclinal, les couches inférieures sont essentiellement gréso-quartzitiques, transformées par laminage en quartzites et terminées par des couches gréso-quartzitiques ferrugineuses. Les couches supérieures pélitiques sont identiques aux faciès pélitiques du rapide Ouyama de la boucle de la Nyanga, mais ces couches pélitiques reposent en discontinuité sur les couches détritiques inférieures; elles débutent en effet par un conglomérat à galets schisteux bréchoïdes ou par un conglomérat à galets de quartz filoniens roulés, inclus dans une pâte de même nature que les galets.

Dans ces mêmes couches schisteuses du Synclinal de la Douaou, on trouve des bancs peu épais, intercalés, à faciès tillitique. Ou bien ces bancs représentent un limon glaciaire provenant de glaciers en altitude ou bien ils représentent des coulées boueuses sédimentées dans la fosse bambienne.

Dans le Sud, prédominent nettement des faciès détritiques, très analogues à ceux du Synclinal de la Douaou. On retrouve de loin en loin de petits lambeaux synclinaux schisteux reposant sur ces grès quartzitiques : souvenir probable de dépôts schisteux plus importants.

Dans la région du Chemin de fer Congo-Océan (C.F.C.O.), rappelons que son homologue, la Série de la Mossouva, a été subdivisé par J. Cosson (1955*a*) en trois niveaux superposés de la base au sommet : un niveau gréso-quartzitique, souvent feldspathique; un niveau schisteux; un niveau gréso-dolomitique ou dolomitique.

Après l'émersion de la chaîne bambienne, à l'orient de la chaîne mayombienne, il y a eu érosion très forte, discontinue, avant l'installation d'un régime glaciaire et le début de la subsidence du Système du Congo Occidental dans le bassin subsident du Synclinal de la Nyanga.

IV. — Le Système du Congo occidental.

Ce système, comme nous l'avons indiqué dans la Septième Partie de ce mémoire, comprend une succession de séries qui sont les suivantes de la base au sommet :

1° *La Série glaciaire du Bamba,* qui n'apparaît que sur le flanc occidental du Synclinal de la Nyanga et qui correspond à la *Tillite inférieure* du Bas-Congo belge.

2° *La Série de la Louila,* visible sur le flanc occidental de ce Synclinal de la Nyanga, et la *Série de la Bouenza,* affleurant sur le flanc NE de ce même synclinal.

3° *La Série glaciaire du Niari,* visible sur les deux flancs du synclinal et qui correspond à la *Tillite supérieure du Bas-Congo* des auteurs belges.

4° *La Série schisto-calcaire,* qui comprend quatre étages en A.E.F. (SC_I-SC_{II}-SC_{III}-SC_{IV}) et n'en comporterait que trois au Bas-Congo belge (C_{3-1}, C_{4I}, C_5).

5° *La Série schisto-gréseuse,* correspondant vraisemblablement à la Série de la M'Pioka du Synclinal du Niari, du Bas-Congo belge et du Nord de l'Angola.

Avec un refroidissement général du climat, les glaces de cette chaîne bambienne, encore très élevées, viennent s'étendre jusqu'au front maritime. Les moraines sédimentées (tillites) séparées par des dépôts intertillitiques, vont constituer la série de base de ce Système du Congo occidental, la *Série glaciaire du Bamba.* Ces sédiments glaciaires, schistifiés au cours d'une phase de plissement postérieure, ne sont connus qu'en bordure de la chaîne du Mayombe, c'est-à-dire sur le flanc occidental du Synclinal de la Nyanga.

Un recul progressif de la glaciation, qui se résout à des glaciers en altitude, permet, dans le domaine maritime libéré, les dépôts schisteux puis carbonatés de la Série de la Louila. Dans les dépôts de cette mer louilienne, viennent s'interstratifier les argiles à blocaux des glaciers en altitude de l'ancienne chaîne bambienne.

Dans le même temps, sur la bordure occidentale et méridionale du Massif du Chaillu, se formaient les dépôts gréseux et argilitiques alternés de la Série de la Bouenza.

Une première phase de plissement de cet orogène du Congo occidental permit au moins l'émersion partielle de ces deux séries : la Série de la Louila sur le flanc occidental du Synclinal de la Nyanga, la Série de la Bouenza sur son flanc oriental.

Consécutifs à une nouvelle phase paroxysmale du froid, de nouveaux dépôts glaciaires, la *Série glaciaire du Niari,* viennent recouvrir la surface érodée plus ou moins lacuneuse de ces deux séries.

Cette Série glaciaire du Niari représente la dernière glaciation précambrienne dans la partie Ouest de l'Afrique centrale.

A la « Mer des argilites », correspondant à la fin de la Série glaciaire du Niari, succède une immense « Mer Morte précambrienne » dont les dépôts dolomitiques de style lagunaire sont connus depuis l'Angola jusqu'au Gabon. Avec ce niveau de dolomies, de 6 à 10 m d'épaisseur, commence la Série schisto-calcaire.

Cette Série schisto-calcaire a été subdivisée en quatre étages. Son étage inférieur a été entièrement métamorphisé sur le flanc occidental du Synclinal de la Nyanga et ses sédiments carbonatés ont été recristallisés en marbres et cipolins dolomitiques ou calcaires. Sur le flanc oriental de ce synclinal, les sédiments ont conservé leurs caractères originels de dépôt, sans métamorphisme : puissantes assises de marnes au SC_{Ib} et calcaires au SC_{Ic}.

L'approfondissement du bassin est maximum au SC_{Ic} sur le flanc occidental et dans tout l'ensemble du bassin au SC_{II}.

La sédimentation du SC_{III} avec l'apparition de calcaires construits par des algues du genre *Collenia,* marque une diminution de la profondeur du bassin; ce relèvement du fond du bassin ira en s'accentuant au SC_{IV} avec l'arrivée de dépôts terrigènes. Ils s'étaient accumulés sur les deux chaînes du Mayombe et du Chaillu pendant la subsidence des trois premiers étages de cette série.

La phase d'émersion est marquée par la Brèche du Bangu et du Niari ou par le niveau conglomératique à la base de la Série schisto-gréseuse du Massif d'Ikoundou.

Ce niveau détritique grossier repose sur la surface ravinée et plus ou moins lacuneuse de la Série schisto-calcaire.

Dans la partie septentrionale du Synclinal de la Nyanga, on ne retrouve que d'une façon imparfaite les subdivisions classiques des séries schisto-gréseuses terminales de ce système : en Série de la M'Pioka à la base et Série de l'Inkisi au sommet.

On n'y trouve à peu près qu'une seule série formée de deux niveaux d'argilites et de grès rouges, séparés par un niveau de grès massifs bleu-vert. Cette série correspond, sous toute vraisemblance, à l'étage inférieur de la Série de la M'Pioka de l'échelle stratigraphique classique (Synclinal du Niari, Bas-Congo belge).

GABON OCCIDENTAL	MOYEN-CONGO	BAS-CONGO BELGE	NORD DE L'ANGOLA
Système du Congo occidental.	Système du Congo occidental.	Groupe du Congo occidental.	Système du Bembé.
		IV. Système schisto-gréseux.	III. Séries schisto-gréseuses.
6. Série schisto-gréseuse supérieure.	6. Série de l'Inkisi.	4. Série de l'Inkisi.	3. Série de l'Inkisi.
5. Série schisto-gréseuse inférieure.	5. Série de la M'Pioka.	3. Série de la M'Pioka.	2. Série de la M'Pioka.
Conglomérat d'Ikoundou et Brèche du Niari.	Brèche du Niari.	2. Brèche du Bangu et du Niari.	1. Brèche de la Lufunde.
		I. Série de la M'Fidi.	
4. Série schisto-calcaire.	4. Série schisto-calcaire.	III. Système schisto-calcaire.	
Etage SC_{IV} Etage SC_{III} Etage SC_{II} Etage SC_{I}	Etage SC_{IV} Etage SC_{III} Etage SC_{II} Etage SC_{I}	C_5 Etage du Bangu. C_4 Etage de la Lukunga. C_{3-1} Etage du Kwilu.	II. Série schisto-calcaire
3. Série glaciaire du Niari.	3. Série de la Tillite supérieure.	Tillite supérieure du Bas-Congo.	I. Série de la Tillite
2. Série de la Louila et de la Bouenza.	2. Série de la Louila et de la Bouenza.	II. Système du Haut-Shiloango.	Système de Oendelongo
1. Série glaciaire du Bamba.	1. Série de la Tillite inférieure.	Tillite inférieure du Bas-Congo.	Groupe supérieur
Système des Monts Bamba.	Système des Monts Bamba.	I. Système de la Sansikwa.	
2. Série du M'Beïa.	2. Série de la Mossouva.	3. Assise supérieure S_2.	Groupe inférieur
1. Série de la Banza.	2. Série de M'Vouti.	2. Assise inférieure S_1. 1. Conglomérat S_0.	
Système du Mayombe.	Système du Mayombe.	Groupe des Monts de Cristal - Système du Mayombe.	
2. Série de Sounda.	III. Série de la Loukoula : b) Couches supérieures;	Série de la Duizi et Série de Tshéla; (L. Cahen)	Complexe de base (pars)
1. Série de la Loukoula.	a) Couches inférieures.	Série d'Inga. (P. Thonnart)	
Système du Prémayombe.	II. Série de la Bikossi :		
3. Série de la Douigni.	b) Couches supérieures;	Série de Gangila.	Complexe de base (pars)
2. Série des Monts Kouboula.	a) Couches inférieures.	Série de Matadi.	
1. Série de la Doussa.	I. Série de la Loémé.		

Dans cette même région septentrinoale de ce Synclinal de la Nyanga, une série supérieure schisto-gréseuse, représentée par un niveau gréso-conglomératique à faciès Inkisi, est connue très localement. Elle repose en discordance angulaire sur la première série schisto-gréseuse, ce qui suppose des mouvements tectoniques post-série inférieure et anté-série supérieure.

Un tableau synchronique permettra de montrer les correspondances stratigraphiques vraisemblables entre les différentes échelles établies pour ce Précambrien du Congo occidental et du Gabon occidental.

B. — Arguments en faveur d'une séparation en deux systèmes des séries précambriennes inférieures du Gabon occidental et régions limitrophes

Les auteurs belges et français ont groupé en un seul système, le *Système du Mayombe,* les formations précambriennes les plus anciennes. En effet il n'apparaissait pas, dans les régions étudiées par ces auteurs, de discordances nettes et, au contraire, très souvent il ne se distinguait, entre ces séries anciennes, qu'une concordance stratigraphique et tectonique (voir le schéma p. 100 des relations du Mayombien et Prémayombien).

Dans la région décrite dans ce mémoire, nous pouvons présenter par contre des arguments en faveur d'une séparation en deux systèmes : le Système du Prémayombe, formant le substratum de la Chaîne du Mayombe et le Système du Mayombe qui vient le recouvrir.

Ces arguments sont de trois ordres :

— arguments stratigraphiques,
— arguments tectoniques,
— arguments pétrographiques.

1) Arguments stratigraphiques.

Le Système du Mayombe débute par des conglomérats de base et de puissantes couches arkosiques. Leurs éléments ont été puisés dans le démantèlement d'un substratum pénéplanisé : galets de granites et de migmatites du pluton prémayombien rétromorphosé; galets de quartzites des Monts Kouboula; minéraux, provenant de ce pluton et de ces séries prémayombiennes démantelées et arénisés, cimentés par des colloïdes argileux (arkoses schistifiées de la Gongo-Mouissa et du bassin de la Loukoula).

Ces conglomérats et ces couches arkosiques reposent sur n'importe quelle formation du substratum prémayombien, en discordance angulaire ou en pseudo-concordance. Ils permettent d'affirmer une discordance indubitable entre le Système du Prémayombe et le Système du Mayombe tels que nous les avons définis dans ce mémoire.

2) Arguments tectoniques.

Dans la région méridionale de la partie gabonaise de la Chaîne du Mayombe, toutes les couches du Système du Prémayombe, qu'elles soient cristallophylliennes banales ou migmatitiques, sont orientées suivant un alignement OSO-ENE, que j'appelle *Direction prémayombienne.* Dans ces mêmes régions, les couches mayombiennes sont toujours orientées suivant la direction SE-NO, « Direction mayombienne ».

Cet alignement prémayombien très accusé dans le bassin de la Dounvou (NE 50°) se modifie en allant du Sud-Ouest au Nord-Est, c'est-à-dire en s'éloignant de la côte atlantique vers les zones d'affleurements du Système du Mayombe, et en allant du Nord-Ouest vers le Sud-Est, c'est-à-dire en partant du Gabon vers le Moyen-Congo et le Congo belge. (La carte hors-texte au 1/500 000 montre cette dysharmonie).

En effet, au Gabon cette direction prémayombienne se tord pour s'infléchir en une direction subméridienne à proximité des couches mayombiennes alignées suivant la direction mayombienne SE-NO.

Au Moyen-Congo et au Bas-Congo belge, seules les séries supérieures de ce système prémayombien épousent la direction mayombienne.

Cette dysharmonie, qui semblerait en défaveur d'une séparation en deux systèmes des séries précambriennes anciennes, n'est pas seulement particulière à ces régions comme nous l'avons montré dans ce mémoire. On l'observe dans le Bouclier canadien entre le Keewatin et le Temiskaming et aussi en A.O.F. entre le Dahomeyen et le Birrimien-Atacorien, et dans bien d'autres chaînes précambriennes du monde (voir p. 102 le schéma de P. Pruvost).

D'autre part, nous avons signalé que les zones isopiques de la Série de la Loukoula du Mayombien, au début de la subsidence, étaient parallèles à la direction prémayombienne. En effet les bassins secondaires et les rides ou cordillères alternés sont répartir et orientés suivant la direction prémayombienne. La tectonique prémayombienne aurait influé sur la répartition de la sédimentation primitive de la Série de la Loukoula (voir schéma de la répartition des faciès détritiques et pélitiques de la Série de la Loukoula, p. 108).

Ceci implique, au moins au début de la tectogenèse mayombienne, que les premiers plissements de cette série inférieure mayombienne, la Série de la Loukoula, étaient calqués sur la tectonique prémayombienne.

Ce n'est qu'au cours de la phase majeure de plissements de la tectonique mayombienne que les couches des deux séries mayombiennes : Série de la Loukoula et Série de Sounda, se sont écoulées vers le NE. En se plissant les couches de ces deux séries se sont alignées suivant une nouvelle direction SE-NO (direction mayombienne) à peu près perpendiculaire à la direction OSO-ENE direction prémayombienne) et cette direction mayombienne devint la direction majeure du Système du Mayombe.

3) Arguments pétrographiques.

Toutes les roches prémayombiennes, non modifiées par des remobilisations postérieures, possèdent les mêmes caractères de recristallisation et de rétromorphose :

— mosaïques de quartz polyèdres équigranulaires;

— plagioclases saussuritisés à cristaux bien formés d'épidote, de zoïsite, de ferrimuscovite et de biotite verte fortement décolorée;

— décoloration très poussée de la biotite verte et de l'amphibole;

— production de ferrimuscovite pseudomorphosant la biotite verte;

— albitisation des feldspaths potassiques des migmatites et des roches plutoniques prémayombiennes.

La recristallisation en mosaïque du quartz des roches mayombiennes présentera toujours un caractère d'imperfection : certes les cristaux jointifs sont accolés en une mosaïque, mais ces cristaux, sous le microscope, auront toujours un aspect « esquilleux ». Par contre les quartz de la mosaïques des roches prémayombiennes se présenteront toujours comme des « pavés » à faces symétriques.

Les formations mayombiennes à métamorphisme épizonal ne présentent aucun signe de rétromorphose, si ce n'est dans leurs laves basiques interstratifiées. C'est d'ailleurs normal car la série supérieure du Système du Mayombe et les séries du Système des Monts Bamba ne présentent qu'un métamorphisme épizonal. Cette superposition de métamorphismes épizonaux n'a pu se traduire que par des recritallisations et on ne peut trouver dans les roches de la Série de la Loukoula ou dans celles de la Série de Sounda, aucun minéraux résiduels d'un métamorphisme plus profond coexistant avec des minéraux néogènes apparus avec le métamorphisme épizonal.

Par contre la rétromorphose est un caractère général des roches prémayombiennes, non remobilisées par la métasomatose calco-sodique et potassique au cours du cycle orogénique mayombien. Ces caractères rétromorphiques ont été signalés plus haut dans cet exposé et en détail dans ce mémoire, nous ne nous y étendrons pas (voir chapitre X, p. 92).

En conclusion, je pense que ces divers arguments sont suffisants pour permettre d'affirmer l'existence d'un socle prémayombien sur lequel sont venus reposer en grande discordance les trois systèmes postérieurs (Système du Mayombe; Système des Monts Bamba; Système du Congo occidental).

C. — Arguments en faveur d'une discordance majeure entre le Système du Mayombe et le Système des Monts Bamba

Cette discordance a déjà été mise en évidence sur les régions voisines, au Bas-Congo belge par J. Lepersonne (1950, 1951*a*) et au Moyen-Congo dans la région du chemin de fer Congo-Océan par J. Cosson (1953*a*, 1955*a*).

Nos propres observations n'ont pu que confirmer l'existence d'une grande lacune et d'une discordance importante entre ces deux systèmes.

Le parallèlisme des alignements tectoniques de ces deux systèmes pourrait faire douter de leur distinction en deux ensembles indépendants.

La direction mayombienne a, en effet, orienté aussi bien les séries du Système du Mayombe que celles du Système des Monts Bamba.

Les arguments stratigraphiques permettent d'affirmer une discordance certaine entre ces deux systèmes.

Sur les parties érodées de la chaîne mayombienne, se sont formés des dépôts clastiques grossiers : conglomérats à galets de granites du pluton des Monts Doudou (Gabon); des grès conglomératiques et des arkoses grossières à ciment sériciteux dans le bassin de la Gongo et de la Mouissa (Moyen-Congo); des arkoses au Mont Kaba, dans la région du chemin de fer Congo-Océan (Moyen-Congo).

D'autre part, la base de la Série de la Banza, la série inférieure du Système des Monts Bamba, repose sur n'importe quel niveau de la Série de Sounda (dans la région du Kouilou) sur n'importe quel niveau de la Série de la Loukoula (Moyen-Congo et Gabon) et même sur le socle remis à nu au Gabon.

Enfin, localement et en de nombreux points de la chaîne, s'observent des discordances angulaires entre les séries de ces deux systèmes; elles sont dues à l'intensité du plissement du Système des Monts Bamba et à l'étalement en éventail de ce système de couverture sur son substratum mayombien, lors de son écoulement.

D. — Arguments en faveur d'une discordance majeure entre le Système des Monts Bamba et le Système du Congo occidental

En bordure du Mayombe, les séries du Système du Congo occidental sont plissées, avec un déversement constant vers le NE. Les assises du Système des Monts Bamba sont tantôt déversées vers l'axe géanticlinal, c'est-à-dire vers l'OSO, tantôt vers l'ENE, c'est-à-dire vers le Massif du Chaillu.

La Série inférieure du Système du Congo occidental, la Série glaciaire du Bamba, repose presque toujours sur la Série du M'Beïa, série du système sous-jacent, très lacuneuse, et en discordance angulaire plus ou moins accentuée.

Dans le Massif du Chaillu, les séries du Système du Congo occidental reposent en position subhorizontale sur les assises redressées à la verticale de la Série de l'Oano (homologue « pro parte » du Système des Monts Bamba) ou directement sur l'ensemble plutonique de la bordure occidentale du Massif du Chaillu.

CHAPITRE II

LE COMPLEXE DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

La partie la plus septentrionale de la Chaîne du Mayombe est représentée par un ensemble de roches fortement migmatitisées et plutonisées dans lequel flottent des lambeaux cristallophylliens, sans relations stratigraphiques bien définies entre eux et représentant les systèmes prémayombien et mayombien, individualisés dans des régions plus méridionales.

Pour cette raison nous avons groupé ces lambeaux, représentant diverses séries d'origine sédimentaire, en un même ensemble, le *Complexe du Mayombe septentrional,* sans conjecturer des discontinuités stratigraphiques vraisemblables (mais qu'il n'a pas été possible de dégager jusqu'ici).

La division de ce système en quatre groupes a été établies sur des considérations zonéographiques. Nous avons en effet distingué :

— un groupe de chloritoschistes;
— un groupe de micaschistes;
— un groupe de gneiss à plagioclases acides;
— un groupe de gneiss à plagioclases basiques.

Le *premier groupe* comprend essentiellement des chloritoschistes mais comporte en outre : des quartzites, des amphiboloschistes, des séritoschistes, etc. Ces divers faciès n'ont été reconnus que dans « l'enclave des Monts de Zilé » et ils s'associent à des gneiss migmatitiques albitiques.

Ce groupe correspond donc à la zone à chlorite et muscovite ou zone des micaschistes supérieurs de J. Jung et M. Roques.

Il est l'équivalent stratigraphique très vraisemblable de la *Série de N'Djolé* de B. Choubert (1937) et de M. Aubague et J. J. Hausknecht (Monts de Cristal) — du *Groupe des Phyllades* de J. Cosson (Massif du Chaillu) — et de la *Série de la Loukoula* du Système du Mayombe (voir p. 167-171).

Dans l'enclave des Monts de Zilé, je n'ai pas trouvé de niveau conglomératique équivalent au *Conglomérat de Maguengué;* ce conglomérat est situé à la base de la Série de N'Djolé dans les bassins de l'Ikoy et de la Mandjibé, régions très voisines de cette enclave. Aussi l'assimilation à la Série de la Loukoula s'appuiera sur des faits de similitudes : même position stratigraphique sur un ensemble plutonisé; caractères pétrographiques communs; alignements tectoniques comparables.

En effet la plutonisation, qui a profondément modifié les groupes plus profonds, ne

s'est manifestée dans ce groupe, comme dans la Série de la Loukoula, que par une métasomatose sodique; cette dernière a fait apparaître dans ce groupe et dans cette série mayombienne des gneiss albitiques chloriteux aux faciès très comparables.

Dans ces deux ensembles on retrouve donc les mêmes roches avec les mêmes faciès texturaux et structuraux.

De plus l'un et l'autre n'ont été plissés que sous l'alignement mayombien SE-NO.

Le *second groupe* réunit essentiellement des miscaschistes et des amphibolites très souvent feldspathiques. Ces faciès sont accompagnés de très nombreuses variétés de migmatites. Il correspond à la zone des Micaschistes inférieurs de J. Jung et M. Roques.

Son homologie avec la Série de la Douigni du Prémayombien ou avec la Série des laves du Kolissen de B. Choubert (1946) est possible. Son apparentement avec le *Groupe d'Etéké* de J. Cosson est vraisemblable.

Le *troisième groupe* est formé de gneiss à plagioclases acides et d'amphibolites feldspathiques associées. Ils appartiennent à la zone des Gneiss supérieurs de J. Jung et M. Roques.

Certaines roches de ce groupe pourraient se comparer aux gneiss de la Série de la Doussa du Système du Prémayombe et les roches de cet ensemble pourraient se paralléliser au Complexe de base (pars) des Monts de Cristal de M. Aubague et J. J. Hausknecht.

Le *quatrième groupe* ne comprend que des roches métamorphisées en zones profondes : des gneiss leucocrates à biotite et des gneiss mélanocrates à pyroxènes.

Ces faciès ne sont pas connus dans le Système du Prémayombe tel qu'il a été défini dans les régions méridionales. Ils correspondent : soit à des sédiments plus anciens que ceux des séries définies pour le système prémayombien; ou bien ils peuvent appartenir à l'une des trois séries, mais ils auraient été métamorphisés dans des zones plus profondes du socle.

Dans les Monts de Cristal, M. Aubague et J. J. Hausknecht signalent des sédiments de nature pétrographique identique dans leur Complexe de base.

Le rapprochement de ces trois autres groupes au Système du Prémayombe s'effectuera lui aussi sur des concepts de similitudes.

On peut tout d'abord affirmer, sans les spécifier, qu'un ou plusieurs de ces groupes représentent ce même socle prémayombien.

Dans le groupe des gneiss acides, et principalement dans le groupe des micaschistes, des faciès rétromorphosés (gneiss et amphibolites feldspathiques rétromorphosés et mêmes des anorthosites du type groupe de la Dounvou) très localisés, sont très comparables aux faciès rétromorphosés du système prémayombien.

D'après l'allure des plis, deux directions tectoniques principales, perpendiculaires l'une à l'autre et auxquelles s'ajoutent des directions secondaires de virgations, affectent les assises de ces trois groupes cristallophylliens. L'une, la direction prémayombienne, apparaît comme primitive et en partie effacée; l'autre, la direction mayombienne, est surimposée et devient dominante.

On peut penser que la plutonisation, manifestement plus importante dans cette partie septentrionale du Mayombe, a effacé les lacunes de sédimentation et les discordances stratigraphiques locales, sauf toutefois dans les bassins de l'Ikoy et de la Mandjibé, au NE de la N'Gounié.

Le conglomérat de la Maguengué conserverait la trace d'une discordance importante entre la Série de N'Djolé (telle qu'elle a été définie dans cette région et qui semblerait être l'équivalent de la Série de la Loukoula du Système du Mayombe) et les séries sous-jacentes, Série de Kolissen et Série de l'Ikoy (qui pourraient être les homologues d'un système prémayombien).

Un tableau synchronique permettra de comparer les échelles établies pour le Précambrien ancien du Gabon. Il concerne les chaînes suivantes :

— au Gabon septentrional, les Monts de Cristal (M. Aubague et J. J. Hausknecht);

— au Gabon central, le Massif du Chaillu (J. Cosson pour les bassins de l'Ofooué et du Haut-Ikoy; B. Choubert pour les bassins du Bas-Ikoy et de la Maguengué);
— au Gabon occidental, le Mayombe (J.-P. Dévigne).

MAYOMBE		MASSIF DU CHAILLU		
Gabon Méridional	Gabon Septentrional	Bassins Bas-Ikoy et Mandjibé	Bassins Mt-Ikoy et Ofooué	
Système du Mayombe	Complexe cristallophyllien du Mayombe septentrional		Système de l'Ogooué	Système de l'Ogooué
2. Série de Sounda.				
1. Série de la Loukoula.	Groupe des chloritoschistes	Série de N'Djolé Conglomérat de la Maguengué	3. Groupe des Phyllades	Série de N'Djolé
Système du Prémayombe				
3. Série de la Douigni.	Groupe	2. Série des laves du Kolissen.	2. Groupe d'Etéké.	Série de l'Okano
2. Série des Monts Kouboula.	des micaschistes	1. Série de l'Ikoy.		
1. Série de la Doussa.	Groupe des gneiss acides		1. Groupe de Pounga.	Complexe de base (leptynites, quartzites ferrugineux, gneiss à pyroxènes, etc.
	Groupe des gneiss basiques			

CHAPITRE III

MÉTAMORPHISME ET RÉTROMORPHOSE, MÉTASOMATOSE ET PLUTONISME DU PRÉCAMBIEN DU GABON OCCIDENTAL ET RÉGIONS LIMITROPHES

A. — Métamorphisme et rétromorphose

Chloritoschistes, quartzites micacés à chlorite et muscovite, amphiboloschistes (à cristaux nématoblastiques d'amphiboles et lépidoblastiques de phyllites) sont les faciès représentatifs de la Série de la Loukoula, la série inférieure du Système du Mayombe.

Quartzites à chlorite et séricite (éventuellement muscovite) schistes chloriteux et schistes carbonatés à chlorite et séricite sont les faciès figuratifs de la Série de Sounda, la série supérieure de ce système.

Les minéraux phylliteux essentiels, chlorite et muscovite pour la Série de la Loukoula et chlorite et séricite pour la Série de Sounda, montrent sans conteste que les séries de ce système sont liées à un métamorphisme régional épizonal.

Dans l'éventualité d'une superposition du métamorphisme épizonal de la Série de Sounda sur le métamorphisme épizonal de la Série de la Loukoula, les seules conséquences de cette superposition isomorphique n'ont pu se traduire que par des recristallisations dans la Série de la Loukoula.

Lors de la métamorphisation de cette Série de la Loukoula, les laves interstratifiées ont subi ce métamorphisme et ont réagi différemment suivant qu'elles étaient acides ou basiques. Les laves acides et tufs acides se sont transformés en porphyroïdes schistoïdes par cristallisation des éléments chimiques de leur pâte en cristaux phylliteux (chlorite et muscovite) et quartz et par apparition d'un plus grand nombre de feldspaths sodiques (albite) au détriment de leurs feldspaths originels essentiellement potassiques.

Les laves basiques ont vu leurs plagioclases se saussuritiser (zoïsite), leurs pyroxènes s'amphibolitiser soit seulement sous l'aspect d'ouralite, soit d'amphibole (par recristallisation en nématoblastes d'actinote) et enfin leurs péridots se réduire à l'état de squelettes d'oxydes métalliques. Ces caractères rétromorphiques de la lave basique ne se généralisent pas à l'intérieur du dépôt volcanique interstratifié, car persistent des noyaux avec leurs caractères pétrographiques initiaux.

Si le métamorphisme épizonal de cette Série de la Loukoula n'a eu qu'une conséquence rétromorphique localisée seulement aux laves volcaniques, le métamorphisme mayombien épizonal, venant se superposer au métamorphisme mésozonal des séries du Système prémayombien, a eu des conséquences beaucoup plus importantes pour les roches prémayombiennes.

Il est à noter que la superposition de ces deux métamorphismes hétérozonaux se remarque essentiellement dans le «toît» du socle : la partie indurée soulevée de ce substratum (Gabon méridional) et (Moyen-Congo) la partie supérieure (Série de la Douigni et Série des Monts Kouboula) relativement encore plastique de ce même socle et entraînée au cours du plissement du système mayombien.

La rétromorphose générale, conjointement à une recristallisation dans des conditions de pression de type hydrostatique, sont des caractères pétrographiques essentiels des roches du système prémayombien.

Dans la série supérieure de ce système, la Série de la Douigni, le remplacement de la biotite des micaschistes par de la chlorite du type pennine et la transformation des grands cristaux d'amphibole des amphibolites de cette même série en des fuseaux de nématoblastes manifestent incontestablement des faciès rétromorphiques épizonaux.

Par contre, les roches des deux autres séries (Série de la Doussa et Série des Monts Kouboula) les migmatites et les roches plutoniques prémayombiennes montrent une rétromorphose encore localisée dans la mésozone supérieure.

Cette hétérozonalité a entraîné :

— une mobilité des ions calciques;

— une mobilité des ions ferriques et titaniques.

Elles déterminèrent la cristallisation d'oxydes métalliques libres (magnétite et ilménite) ou en inclusions (rutile dans la biotite; fer le long des clivages), de minéraux silico-calciques (épidote et zoïsite) libres ou en inclusions (saussuritisation).

Les paragénèses minérales produites dans les roches rétromorphosées mayombiennes basiques à rétromorphose épizonale) et dans la plupart des roches rétromorphosées prémayombiennes (rétromorphose mésozonale supérieure) introduisent une distinction entre ces deux ensembles.

Les plagioclases saussuritisés des laves basiques mayombiennes ne montrent : comme produits de saussuratisation que la zoïsite; comme minéraux silico-calciques libres essentiels que la zoïsite, pourtant en présence d'une forte production d'oxydes métalliques.

Dans la saussuritisation des plagioclases des roches mayombiennes, un seul facteur serait intervenu, la tension de vapeur d'eau qui aurait facilité l'instabilité de la chaux des plagioclases.

Par contre, dans la saussuritisation des plagioclases des roches prémayombiennes, deux facteurs y ont pris part : la tension de vapeur d'eau et la facilité pour l'épidote de remplacer ses ions Al_3^+ par des ions Fe_3^+.

Cette tension de vapeur d'eau a non seulement entraîné une instabilité de l'anorthite, dont la chaux libérée a participé à la formation de zoïsite, mais celle de sa molécule orthosique (perthite). Cette molécule est utilisée pour la formation du mica.

D'autre part les ions ferriques et les ions calciques se sont combinés pour donner des minéraux silico-ferro-calciques (épidote) et un mica ferrique, qui, par instabilité de la biotite, a été un mica blanc, la ferrimuscovite.

On constaterait donc dans la mésozone supérieure que les conditions physicochimiques seraient favorables non seulement à la mobilité du fer mais aussi à sa réutilisation comme apport dans des paragénèses minérales nouvelles. Il y aurait une métasomatose ferrifère qui ne s'observe pas dans l'épizone puisque la mobilité du fer ne varie que dans le sens d'une production d'oxydes métalliques. Ce dernier caractère semble important car il pourrait être un des facteurs des concentrations anormales de fer dans les roches épizonales.

On peut se demander si cette rétromorphose, nettement localisée dans la mésozone supérieure à la limite mésozone-épizone et postérieure aux différentes métasomatoses pré-

mayombiennes, ne serait pas un phénomène tardif du métamorphisme prémayombien lors de la métamorphisation de la Série de la Douigni.

On remarque en effet que les conglomérats de base du Système mayombien renferment des galets de toutes les roches prémayombiennes sous leur forme rétromorphosée.

Vu que cette Série de la Douigni (Système du Prémayombe) montre des faciès rétromorphiques de micaschistes supérieurs, il semble plus logique de considérer que le métamorphisme épizonal est venu recouvrir le métamorphisme mézonal des formations prémayombiennes. Dans cette hypothèse, les roches prémayombiennes des galets conglomératiques mayombiens auraient été rétromorphosés après leur sédimentation.

Dans ce cas, on serait amené à interpréter la rétromorphose des roches prémayombiennes comme d'âge mayombien.

Les systèmes sus-jacents, Système des Monts Bamba et Système du Congo Occidental, n'ont été affectés que par un métamorphisme d'intensité réduite.

Les séries du Système des Monts Bamba sont caractérisées essentiellement par une schistosité discordante sur la stratification et par un métamorphisme situé dans la zone de la chlorite et de la séricite.

La présence très commune d'une microtectonique de plissement et l'apparition assez fréquente de phénoblastes de muscovite à accroissement pivotant situeraient, du moins pour les couches inférieures de la Série de la Banza, cette schistosité au « front inférieur de schistosité » et ce métamorphisme à la limite des zones à chlorite-séricite — chlorite-muscovite.

Dans le Système du Congo Occidental, on observe un métamorphisme simple, nettement visible dans les roches carbonatées de la Série de la Louila et dans l'étage inférieur de la Série schisto-calcaire.

Ce métamorphisme, marqué par une recristallisation des roches carbonatées en marbres et cipolins avec chlorite et albite, a pris un caractère de métamorphisme général par suite de la généralisation de cette cristallisation sur tout le flanc occidental du Synclinal de la Nyanga. Cette cristallisation n'est pas visible sur le flanc oriental de ce Synclinal, ni dans le Synclinal du Niari, mais cette transformation en marbres et cipolins s'observent non seulement en A.E.F. mais encore dans le Nord de l'Angola.

Comme ce métamorphisme ne se remarque que dans les zones fortement plissées du Système du Congo Occidental, peut-être doit-on envisager comme facteur de ce métamorphisme, l'élévation de température suscitée lors de l'écoulement des couches de ce système vers le « dôme plutonique du Chaillu ».

Dans les étages supérieurs du Schisto-calcaire, ce métamorphisme semble nettement lié à des conditions dynamo-thermales. On constate en effet une apparition de la schistosité au voisinage des plans faillés et laminés et une circulation d'eaux thermales à filons de calcite et de quartz à minéralisation cuprifère, zincifère et plombifère.

B. — Métasomatose et plutonisme

Nous avons indiqué dans les deuxième, troisième et quatrième parties de ce mémoire, qu'au cours des orogénèses prémayombienne et mayombienne, les roches des deux systèmes ont été le siège de développement de minéraux quartzo-feldspathiques et de certains minéraux ferromagnésiens. Ce développement a été suscité par la diffusion d'éléments chimiques dans la trame des roches cristallophylliennes des deux systèmes.

Les phénomènes métasomatiques, constatés essentiellement dans le socle prémayombien, se sont échelonnés dans le temps en plusieurs phases et au cours des deux orogénèses, prémayombienne et mayombienne.

On distinguera donc :

— des roches plutoniques et migmatites prémayombiennes;

— des roches plutoniques et migmatites mayombiennes.

I. — Les roches plutoniques et migmatites prémayombiennes

Au cours de la première orogénèse, l'orogénèse prémayombienne, aux roches cristallophylliennes prémayombiennes s'associeront :

— deux groupes de roches plutoniques métasomatiques (Groupe de la Dounvou pour le plus ancien et Groupe de la N'Douna pour le plus récent).

— une série de migmatites albitiques;

— des roches potassiques intrusives.

Tout cet ensemble constitue le *Pluton prémayombien.*

1. Roches plutoniques et migmatites métasomatiques prémayombiennes

a) Groupe de la Dounvou.

Il lui correspond des anorthosites quartziques andésiniques rétromorphosées. Elles résultent, semble-t-il, d'une *métasomatose calco-sodique* d'âge prémayombien, qui détermina essentiellement un développement de plagioclases et de quartz.

Ces plutonites ne dérivent que des deux séries les plus anciennes du Système du Prémayombe : La Série de la Doussa et la Série des Monts Kouboula. Entre les termes extrêmes de schistes cristallins de ces deux séries et les anorthosites quartziques de ce groupe s'incorpore tout un ensemble de faciès d'évolution métasomatique très variable.

Mais ces différentes formes migmatitiques et plutoniques n'ont été que très rarement indemnes des métasomatoses postérieures; elles furent modifiées, principalement par la métasomatose potassique prémayombienne. Aussi peut-on se demander si ces anorthosites quartziques andésiniques ne seraient pas le « reflet » d'un plutonisme prémayombien primitif et si cette association quartzo-plagioclasique ne proviendrait pas d'un *épuisement* à peu près « in situ » de leurs éléments potassiques au profit des granites potassiques du Groupe prémayombien de la N'Douna. Autrement dit ces anorthosites quartzites andésiniques pourraient représenter des « faciès dégranitisés » de la première période plutonique prémayombienne.

b) Groupe de la N'Douna.

Une métasomatose potassique prémayombienne a engendré, à partir des trois séries prémayombiennes et au détriment des faciès métasomatiques précédents, des roches grenues grossières ou à texture porphyroïde plus acides que les roches du Groupe de la Dounvou.

Les roches transformées de cette métasomatose ont subi, comme les roches modifiées de la métasomatose précédente, les conséquences pétrographiques et chimiques des phases métasomatiques postérieures.

c) Les migmatites albitiques prémayombiennes.

Une métasomatose sodique tardive n'a pas produit de roches plutoniques bien individualisées, mais essentiellement des migmatites albitiques.

Cette métasomatose sera surtout apparente dans les faciès à rétromorphose épizonale de la Série de la Douigni, faciès épargnés très souvent par les métasomatoses précédentes.

Toutefois l'apport sodique se retrouve dans toutes les roches du socle affectées ou non par les métasomatoses précédentes. Elle se traduit alors par la néoformation d'albite presque pure et par l'albitisation accentuée des feldspaths potassiques et des feldspaths calco-sodiques des métasomatoses précédentes.

Comme cette diffusion d'un apport sodique s'observe toujours dans les faciès rétromorphosés prémayombiens, il est vraisemblable que cette métasomatose sodique est contemporaine ou immédiatement postérieure à leur rétromorphose.

2. Roches intrusives potassiques prémayombiennes

A côté de ces faciès plutoniques métasomatiques, on rencontre des roches plutoniques, localement intrusives : filons-couches de microgranites (microgranites des Likassa) antérieurs au dépôt de la Série de la Douigni et postérieurs à la sédimentation de la Série des Monts Kouboula; laccolithe de Tongondo postérieur au dépôt de la Série de la Douigni, mais antérieur à la subsidence de la Série mayombienne de la Loukoula.

Ces roches intrusives potassiques n'ont pas été jusqu'ici retrouvées dans les conglomérats de base du système mayombien, mais leur âge prémayombien ne fait pas de doute. On y reconnaît les caractères de rétromorphose et d'albitisation des roches prémayombiennes et, d'autre part, ces roches potassiques se présentent en gisements concordants dans les séries prémayombiennes.

II. — Roches plutoniques et migmatites mayombiennes

Au cours de l'orogénèse mayombienne, les roches migmatitiques et plutoniques métasomatiques sont représentées par :

— des *migmatites albitiques* dans la Série de la Loukoula, la série inférieure du Système du Myombe. Elles proviennent d'une métasomatose sodique;

— *des migmatites et des roches plutoniques* (diorites quartziques et granites) réalisées par une métasomatose calco-sodique et potassique et formant le *Groupe plutonique des Monts Doudou.*

— des migmatites et des roches plutoniques (diorites quartziques et granites) provenant d'une métasomatose calco-sodique et potassique en zones profondes. Elles constituent le *Groupe du Mayombe septentrional.*

a) Migmatites albitiques mayombiennes.

Une métasomatose sodique, qui aurait suivi le métamorphisme épizonal de la Série de la Loukoula, s'observe dans les premières couches mayombiennes, reposant sur les parties du socle prémayombien transformées par les métasomatose calco-sodique et potassique.

On peut se demander si cette métasomatose sodique, ne résulterait pas de la réactivation du socle dans ses parties profondes au cours de l'orogénèse mayombienne. Les ions Na, plus aptes à migrer, auraient diffusé vers les parties hautes : les couches mayombiennes de la Série de la Loukoula.

D'après les galets du niveau conglomératique à la base du Système du Mayombe, une métasomatose sodique se serait déjà exercée sur les roches cristallophylliennes, migmatitiques et plutoniques prémayombiennes.

On peut donc penser que la soude :

— ou bien s'est remise en mouvement et a diffusé dans les couches de la Série de la Loukoula au cours de l'orogénèse mayombienne.

— ou bien cette diffusion sodique est postérieure aux transformations et à la rétromorphose des roches prémayombiennes et dans ce cas, elle aurait joué sur les roches prémayombiennes des galets de base du Système du Mayombe, ce qui paraît improbable; il est plus logique d'admettre l'hypothèse de la remise en mouvement de la soude au cours du nouveau cycle orogénique.

b) Migmatites et roches plutoniques du Groupe des Monts Doudou.

Après la formation des roches plutoniques et des migmatites spécifiquement prémayombiennes, le socle a été affecté ultérieurement par de nouvelles transformations pétro-chimiques. Ces phases postérieures ont pu être considérées comme d'âge mayombien, car les roches

remobilisées, formant le Massif des Monts Doudou de la chaîne du Mayombe, se trouvent en galets dans les conglomérats de base du Système des Monts Bamba et non dans les conglomérats de base du Système mayombien.

Pour cette raison les diorites quartziques et les granites, résultant de la métasomatose calco-sodique et potassique mayombienne, ont été groupés sous le terme de *Groupe plutonique des Monts Doudou.*

c) Migmatites et roches plutoniques du Groupe du Mayombe septentrional.

Nous avons rapporté à cette même période orogénique mayombienne les migmatites et les roches plutoniques (diorites quartziques et granites) de la zone septentrionale du Mayombe.

Les roches de ce Groupe du Mayombe septentrional ont été elles-aussi formées par métasomatose calco-sodique et métasomatose potassique. Mais dans cette région, les échanges métasomatiques se sont effectués dans des zones du socle plus profondes que dans le Massif des Monts Doudou (mis à part les faciès profonds du bassin du Rembo N'Dogo, qui dépendent de ce Groupe septentrional). Les transformations se sont faites le plus souvent sur des roches aux plagioclases, riches en anorthite (en particulier aux dépens des gneiss à pyroxènes, rarement visibles dans les parties hautes du substratum).

L'âge mayombien de ces métasomatoses du Mayombe septentrional doit être vraisemblable, mais les discordances et les discontinuités stratigraphiques, encore observables dans la partie méridionale réactivée du socle plutonisé, ont été dissipées par l'active plutonisation, qui caractérise la région septentrionale de cette chaîne.

C'est en raison de l'incertitude de leur âge mayombien et parce qu'elles ont été formées en zones profondes, que nous avons distingué et appelé les migmatites, les diorites quartziques et les granites de la région septentrionale du Mayombe : *Le Groupe plutonique du Mayombe septentrional.*

En définitive, au cours du Prémayombien et du Mayombien, on assiste à la répétition de deux phases métasomatiques dans l'évolution pétro-chimique des roches du substratum.

— la métasomatose calco-sodique;

— la métasomatose potassique.

Ces deux métasomatoses correspondent à deux processus plutoniques apparemment distincts :

— la dioritisation;

— la granitisation.

La « dioritisation » est la manifestation d'un bourgeonnement de plagioclases, puis ultérieurement de quartz, au détriment d'une trame de schistes cristallins, en général riches en ferromagnésiens et en composés calciques, ou aux dépens de migmatites et de roches plutoniques de composition dioritique d'une précédente phase.

La « granitisation » est essentiellement marquée par le pullulement de cristaux de microclines, puis ultérieurement de quartz, envahissant des trames de schistes cristallins leucocrates acides ou relativement acides ou envahissant des roches préalablement transformées en diorites quartziques.

L'étude de la dioritisation du cycle orogénique mayombien, développée dans différents chapitres de ce mémoire, a montré que ce processus semblait se réaliser suivant deux phases :

— une phase préliminaire d'amphibolitisation;

— et la phase proprement dite de dioritisation, avec bourgeonnement des plagioclases et formation restreinte de biotite; ce dernier minéral cristallise dans les espaces intergranulaires laissés libres par le développement des plagioclases.

Au cours de la phase d'amphibolitisation, le processus évolutif des roches, situées dans la mésozone supérieure, sera peu net. Par contre, dans les faciès de la mésozone inférieure et de la catazone, il se discernera distinctement une évolution continue à partir des différents ferromagnésiens de la roche et en partie, semble-t-il, des plagioclases paléogènes.

Ceci sera en particulier nettement observable dans les gneiss à pyroxènes catazonaux et dans les schistes cristallins mésozonaux à pyroxènes ouralitisés et à plagioclases saussuritisés; leur transformation eut pour effet d'engendrer les roches dioritisées du Groupe des Monts Doudou et du Groupe du Mayombe Septentrional.

Dans le cas des gneiss à pyroxènes de la catazone, le plus typique, on constate que l'hypersthène se transforme en diopside, avec apport de chaux et départ de fer et de titane. Puis ce diopside se pseudomorphose à son tour en amphibole verte et cette amphibole verte fait place enfin à une biotite riche en fer et en titane.

Au cours de tous ces processus pseudomorphiques, on constate une cristallisation répétée des oxydes de fer.

Avec une amphibolitisation avancée et une biotisation conjointe, commence le bourgeonnement des plagioclases.

L'antériorité de l'amphibolitisation sur la plagioclasisation est prouvée d'une part par la réduction des ferromagnésiens en poecilithes, inclus dans les phénoblastes de plagioclases et d'autre part par la présence d'un phénomène analogue à la myrmékitisation (vermicules de quartz dans l'amphibole au contact amphibole/plagioclase bourgeonnant). C'est une symplectite, c'est-à-dire une association secondaire de deux minéraux dont l'un (le quartz) se présente en vermicules enrobés dans la plage de l'autre (l'amphibole). Dans le cas présent cette symplectite serait une conséquence des échanges métasomatiques, qui favorisèrent l'accroissement des plagioclases et la transformation de l'amphibole verte en biotite.

Avec une nette disparition des ferromagnésiens, la molécule orthosique des plagioclases s'individualise : antiperthites de microcline des plagioclases. Le quartz d'apport se développe et devient envahissant.

Avec l'apparition des premiers granoblastes de microcline commence la granitisation des diorites quartzifères.

Dans les zones moins profondes, on assiste à une évolution pétro-chimique analogue. Seulement le pyroxène n'est que du diopside et, au cours de la dioritisation, de la chaux se combine avec le titane libéré pour donner des silicates, tels que le sphène.

Avec les roches rétromorphosées de la mésozone supérieure, on assiste encore à une phase de pullulement d'amphiboles xénomorphes, mais là les diopsides, matériau pseudomorphosé, sont rares, sauf quelquefois des noyaux ouralitisés.

L'amphibolitisation semble, dans ce cas, s'effectuer au détriment des ferromagnésiens existants : amphiboles, micas et peut-être épidotes.

La superposition de la granitisation sur la dioritisation est prouvée par le caractère toujours surimposé et envahissant du microcline sur le plagioclase, quelle que soit la basicité de ce dernier.

La granitisation ne semble succéder à la dioritisation que dans le cas (les gneiss à pyroxènes par exemple) de roches directement trop indigestes.

Mais on constate par ailleurs que, pendant que s'effectue la dioritisation dans des zones ou sur des bancs délimités, conjointement se réalise la granitisation sur des roches relativement acides, migmatitiques ou non, ou du moins sur des roches qui précédemment avaient perdu une quantité appréciable de chaux, de magnésie, de fer et de titane.

Ces minéraux, soit ont migré vers des zones plus profondes, soit se sont combinés pour réaliser des silicates complexes.

Pour le Massif du Chaillu, dont nous avons étudié une partie de sa bordure occidentale, les phénomènes décrits par R. Boineau et J. Cosson sous les termes de « phase grise » et de « phase rose » seraient très analogues aux processus de dioritisation et de granitisation que nous venons de dépeindre. C'est ce que confirmerait d'ailleurs l'étude pétro-chimique de J.-Y. Scanvic (1957) sur les roches plutoniques du Chaillu.

Pour les Monts de Cristal dans le Nord du Gabon, M. Aubague et J.-J. Hausknecht (1957) arrivent à des conclusions comparables.

En fait, l'indépendance de la métasomatose calco-sodique vis-à-vis de la métasomatose potassique serait toute relative et temporaire.

Ces deux processus distincts seraient en fin de compte étroitement liés au cours de ce vaste phénomène complexe que constitue la plutonisation et qui dans tous les cas, aboutirait à la formation de granites calco-alcalins ou essentiellement potassiques.

On peut donc se demander si les roches prémayombiennes des Groupes de la Dounvou et de la N'Douna, transformées par une métasomatose calco-sodique et une métasomatose potassique prémayombiennes, correspondent aux mêmes processus de modifications pétrochimiques.

Pétrographiquement, les diorites quartziques mayombiennes du Groupe des Monts Doudou et du Groupe du Mayombe septentrional sont très différentes des anorthosites quartziques andésiniques du Groupe prémayombien de la Dounvou.

Au cours de la réactivation du socle prémayombien, la phase dioritique et la phase granitique sont apparus à peu près en même temps.

La métasomatose calco-sodique prémayombienne (Groupe de la Dounvou) et la métasomatose potassique prémayombienne (Groupe de la N'Douna) sont deux phénomènes nettement séparés dans le temps.

Les diorites quartziques mayombiennes se sont formées avec diminution de la basicité primitive du matériau originel pour faciliter le processus de la granitisation.

La métasomatose potassique du Groupe de la N'Douna, spécialement exercée sur les roches quartzo-plagioclasiques du Groupe de la Dounvou, semble correspondre à un départ et à une migration d'éléments potassiques au détriment des roches migmatitiques et plutoniques préformées de ce Groupe de la Dounvou.

On peut donc se demander si ces anorthosites quartziques prémayombiennes, constituées essentiellement de quartz et d'andésines saussuritisées et formées, semble-t-il, dans des parties plus profondes du socle que les roches plus acides du Groupe de la N'Douna, ne constitueraient pas des faciès « dégranitisés » de la plus ancienne phase plutonique actuellement connue dans la Chaîne du Mayombe.

« Dioritisation » et « dégranitisation » représenteraient donc deux processus distincts au cours du développement de ce phénomène complexe que constitue la plutonisation.

Apparemment similaires, ils seraient nettement opposés et il ne faudrait pas les confondre.

CHAPITRE IV

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA TECTONIQUE DU PRÉCAMBRIEN AU GABON OCCIDENTAL ET RÉGIONS LIMITROPHES ET RELATIONS TECTONIQUES D'UNE OROGÉNÈSE A L'AUTRE

Schématiquement on peut dire que les diverses chaînes de cette région sont une succession de couples de plis de revêtements appartenant à des systèmes superposés. Les formations du Système du Prémayombe, servant de soubassement, vont occuper une position anticlinale par rapport aux séries des systèmes postérieurs.

La couverture de l'arrière-pays crétacé-pléistocène recouvre le flanc occidental de ce géanticlinal et masque donc dans cette région les couvertures correspondantes des différents systèmes du Mayombe, du Bamba et du Congo Occidental. Cet arrière-pays est séparé en deux bassins par le soulèvement du socle, venu transparaitre sous la couverture quaternaire dans la région de la lagune Banio :

Au NO, la fosse sédimentaire côtière de Port-Gentil.

Au SSE la fosse sédimentaire côtière de Pointe Noire.

En dehors de ce bombement anticlinal précambrien, on observera d'Ouest en Est, une structure schématique suivante :

— un *arrière-pays* formé par l'empilement de séries crétacé-pléistocènes;

— un *géanticlinal induré,* où flottent les lambeaux de séries cristallophylliennes prémayombiennes;

— un *géosynclinal mayombien* allongé, très érodé et fortement plissé;

— un *géosynclinal bambien* allongé, moins érodé et très fortement plissé;

— un *synclinal de la Nyanga* (Système du Congo Occidental) déversé, constituant l'avant-pays de la chaîne du Mayombe et l'arrière-pays du Massif du Chaillu;

— des *lambeaux synclinaux* effondrés d'une série, Série de l'Oano, correspondant partiellement au synclinal bambien;

— un *substratum plutonisé :* le Massif du Chaillu, dans lequel il est à peu près impossible de retrouver sur sa bordure occidentale les équivalents d'un Mayombien et d'un Prémayombien.

Les plongements des couches de ces divers systèmes sont de style isoclinal et, sous cet aspect schématique, cette région peut être comparée aux chaînes anciennes de style tectonique appalachien.

En étudiant en détail le géanticlinal de la chaîne du Mayombe (voir schéma p. 100) on constate que, dans la région de Mayoumba-Tchibanga, la partie haute indurée du socle (celle qui transparaît sous la couverture bordière quaternaire) présente une direction générale d'alignement de ses lambeaux flottants cristallophylliens diamétralement opposée à la direction d'alignement de l'ensemble cristallophyllien immédiatement sus-jacent, le Système du Mayombe (voir fig. p. 135). Entre les formations des deux orogènes, socle prémayombien et sa couverture mayombienne, des dépôts conglomératiques affirment d'une façon indubitable une discordance.

Par contre au Moyen-Congo et au Bas-Congo belge, les parties plus plastiques de la croûte de ce socle (les restes de l'ancien géosynclinal prémayombien) montrent un alignement absolument concordant avec sa couverture mayombienne. Les seules discontinuités apparentes entre ces deux systèmes sont caractérisées par la présence de conglomérats locaux, conséquence lointaine des plissements prémayombiens.

Plus ou moins visibles au Moyen-Congo, ces discontinuités deviennent à peine sensibles au Bas-Congo belge.

Entre la région de Mayoumba-Tchibanga (Gabon) et celle du Kouilou et de la Gongo (Moyen-Congo), le socle, relativement induré, présentera des directions intermédiaires entre ces deux orientations extrêmes orthogonales. Ces directions intermédiaires donneront dans l'ensemble un alignement général subméridien.

Nous n'avons point là une structure tectonique particulière de la chaîne du Mayombe. Cette structure est connue dans bien d'autres chaînes de montagnes du monde. En particulier, nous avons cité le cas du Bouclier canadien (voir schéma p. 102) dont parle P. Pruvost dans son cours à la Sorbonne : le Temiskaming est concordant sur le Keewatin dans la région du lac Ontario, alors qu'il est en grande discordance sur ce même Keewatin dans la région du lac Supérieur.

Cette structure tectonique hétéroaxiale d'un socle résultera de son hétérogénéité physique lors du plissement du nouvel orogène :

— les segments indurés du socle conservent leurs anciennes structures;

— les segments faiblement ou pas indurés subiront dans les régions dites de « sédimentation continue » les mêmes déformations que sa couverture. De ce fait, dans ces régions, socle et couverture auront les mêmes alignements.

— dans les régions intermédiaires apparaîtront des orientations aberrantes suscitées par les réactions de noyaux plus ou, au contraire, moins indurés.

Mais, avant que cette couverture mayombienne ait pris son allure structurale définitive, on constate que les zones isopiques de ce nouvel orogène (voir fig. p. 110) sont :

— non pas orientées parallèlement à l'alignement définitif,

— mais, se sont disposées parallèlement aux anciennes directions tectoniques, c'est-à-dire suivant l'alignement majeure de l'orogène prémayombien.

Autrement dit la répartition des faciès de la série de base du nouveau système (ici la Série de la Loukoula du Système du Mayombe) a été influencée par les déformations dites « posthumes » qui sont par définition (E. Wegmann, 1947) parallèles à la structure interne.

Ce caractère structural de répartition des faciès suivant la tectonique antécédente apparaît non seulement dans le Système du Mayombe, mais se retrouve dans les relations des systèmes superposés.

Il intervient donc une notion tectonique très importante que nous pouvons rappeler sous ces termes : *la phase majeure du plissement de l'orogène immédiatement antécédent règle la répartition des faciès de sédimentation de la série de base de l'orogène immédiatement postérieur.*

Après la subsidence de tout ce nouveau système, toutes ces couches se sont plissées et ont acquis un même alignement qui fut diamétralement opposé à la direction prémayombienne.

Cet alignement nouveau, la *direction mayombienne* SE-NO à ESE-ONO, a été la consé-

quence d'un soulèvement du socle sur son flanc occidental. Le sens de ce mouvement OSO-ENE à SO-NE a été imprimé, avec basculement de la « tête » de ce socle, vers le NE. Ce soulèvement et ce basculement ont déterminé un écoulement de toutes les couches de la couverture mayombienne, normalement plastique et déformable. C'est au cours de cette même phase majeure de la tectonique mayombienne que les parties malléables du socle ont subi les mêmes déformations.

Sur l'emplacement de « Chaînes gaboniennes » (Prémayombien) était née de l'Angola au Gabon, une chaîne étroite, étirée : la « Cordillère congolienne » (Mayombien).

Entre l'orogène bambien et l'orogène mayombien, on retrouvera des relations structurales comparables.

La disposition longitudinale des grands plis de la chaîne mayombienne (à peu près parallèles à l'actuelle côte atlantique) a nettement influencé la répartition des faciès de sédimentation de ce nouveau système, le Système des Monts Bamba (voir fig. p. 189).

— A l'Est de cette chaîne étirée mayombienne s'ouvre une grande fosse longitudinale, parallèlement à cette chaîne, et dans laquelle s'accumulent essentiellement les faciès pélitiques de la Série de la Banza.

— Sur les parties pénéplanées, plus ou moins immergées, de l'ancienne « cordillère congolienne » du Mayombien, se forment et s'entassent des dépôts détritiques.

Si les plis de ce nouvel orogène sont concordants ou plus exactement sensiblement juxtaposés aux plis de l'orogène précédent, cette isotropie tectonique ne peut s'interpréter que comme la continuation du mouvement ascendant et de déversement du socle dans le même sens SO-NE.

Conséquences de ces mouvements du socle, des « segments » soulevés du synclinal mayombien, ont basculé sur l'axe géanticlinal entraînant parfois sa couverture bambienne (cas par exemple de l'anticlinal mayombien du Moutéli renversé sur le socle prémayombien et sur lequel ont coulé et se sont couchées les couches du Système des Monts Bamba).

Sur le Massif du Chaillu, nos connaissances tectoniques sont fragmentaires. D'après les observations des géologues qui ont travaillé sur ce massif et d'après nos propres observations, il semblerait que cette chaîne se soit formée sur l'emplacement des anciennes chaînes gaboniennes du prémayombien pendant que se créait la « Cordillère congolienne », c'est-à-dire au cours de la même ère orogénique.

Les géologues du Service géologique de l'A.E.F., qui se sont occupés de la géologie de cette chaîne, notent deux directions principales discordantes :

— une direction OSO-ENE, direction prémayombienne, qui oriente les lambeaux cristallophylliens flottants de la Coupure Sibiti Ouest;

— une direction N-S, que R. Boineau considère comme concomitante à la mise en place du « granite » du Chaillu.

Plus au Nord, cette direction N-S est la seule apparente à quelques exceptions locales près. Elle oriente à la fois les séries cristallophylliennes superposées, les migmatites et le granite.

Dans le bassin de l'Ikoy et de la Mandjibé, les vieilles séries du Kolissen et de l'Ikoy de B. Choubert, prennent des orientations très variables : mayombienne, subméridienne et prémayombienne.

Sur ces séries à tectonique hétéroaxiale, repose la Série de N'Djolé de B. Choubert (homologue du Groupe des Phyllades de J. Cosson). Comme nous l'avons signalé précédemment, cette série comporte à sa base le niveau conglomératique de la Maguengué dont les galets des séries sous-jacentes et de granites font apparaître une indiscutable grande discordance. Dans cette région, proche du Groupe cristallophyllien du Mayombe septentrional, la Série de N'Djolé au lieu d'avoir la direction N-S, normale dans les régions voisines du Chaillu, prend une orientation NNO-SSE.

Il n'est pas impossible que cette région de l'Ikoy et de la Mandjibé situe une zone d'interférence des alignements du Mayombien et de l'époque Chaillu.

Cette similitude des conditions sédimentaires (zones de concordance tectonique entre les séries d'un socle et de sa couverture et zones de discordance entre deux ensembles devenus distincts) métamorphiques et plutoniques est troublante.

Elle suggère entre cette chaîne gabonaise du Massif du Chaillu et la chaîne mayombienne du Mayombe, une contemporanéité structurale et une dépendance tectonique relative.

Nous signalons en remarque que cet ensemble (Série de N'Djolé ou Groupe des Phyllades) n'est pas visible sur la bordure occidentale du Chaillu que nous avons étudiée. Directement sur le substratum plutonisé, repose en discordance une série, Série de l'Oano, qui est l'équivalent partiel du Système des Monts Bamba de la chaîne du Mayombe. Le rejet fracassant d'une tectonique cassante, issue du socle, a réduit cette série à des compartiments effondrés. Ils se sont orientés sur la direction générale du système sus-jacent, N-S.

Là encore nous constaterions une poursuite dans le sens du soulèvement d'un substratum puisque les plis de la Série de l'Oano sont calqués sur l'alignement général N-S des plis du système sous-jacent.

Sur les formations érodées de ces deux chaînes, sont venues reposer en grande discordance les séries du Système du Congo occidental. Elles ont comblé un bassin synclinal ouvert entre les deux chaînes : le Synclinal de la Nyanga.

Ces deux édifices structuraux,
— la chaîne du Mayombe sur son flanc occidental
— et le Massif du Chaillu sur son flanc oriental
ont influencé différemment le plissement des séries de ce dernier système précambrien.

Le soulèvement, peut-être plus lent du Massif du Chaillu, ne semble avoir déterminé qu'un décollement de la couverture bouenzienne dont l'écoulement aurait été immédiatement freiné par les plissements suscités sur son flanc occidental. Néanmoins on observe une rupture des masses gréseuses devenues rigides et un foisonnement des masses plastiques d'argilites de la Série de la Bouenza.

Cet écoulement se serait effectué avant le dépôt de la Série glaciaire du Niari, car cette dernière est venue recouvrir indistinctement les lambeaux d'assises supérieures, seulement visibles à l'Est de Divénié, ou les couches inférieures de cette même Série de la Bouenza, apparentes à l'Ouest de Divénié. C'est sur une surface bouenzienne ravinée, et parfois en légère discordance, que repose cette Série glaciaire du Niari.

Par contre, sur le flanc occidental, le soulèvement plus actif du socle de la chaîne du Mayombe fut la cause déterminante du plissement de tout ce système.

Les séries déposées sur le substratum synclinorial et anticlinorial s'écoulèrent.

Le déversement vers le NE fut, à peu de chose près, semblable à celui du Système des Monts Bamba et du Système du Mayombe. Les plis s'alignèrent sur les plis du système bambien et du système mayombien.

L'impulsion ascendante venue du socle s'est encore propagée dans le même sens SO-NE.

En s'écoulant les séries non seulement se plissèrent, mais elles se fracturèrent et parfois se chevauchèrent (chevauchement des trois étages supérieurs de la Série schisto-calcaire sur son étage inférieur).

Dans la région de N'Dendé ce mouvement vers le dôme plutonisé du Massif du Chaillu s'amortit rapidement et les dépôts, sur le flanc oriental, gardèrent à peu près une allure subhorizontale.

Cette tectonique d'écoulement et de choc se serait opérée en plusieurs phases :

— Une première phase antérieure au dépôt de la Série glaciaire du Niari.

Le laminage de certains flancs NE d'anticlinaux louiliens appartiendraient à cette phase. Cette tectonique cassante aurait créé, au moins localement, la discordance angulaire visible entre la Série de la Louila et la Série glaciaire du Niari.

— Une deuxième phase vraisemblablement antérieure aux dépôts de la Série schisto-gréseuse inférieure.

S'y rapporteraient des mouvements de fond du bassin subsident et des basculements plus ou moins régionaux. Ils ont peut-être eu pour conséquence le chevauchement des trois étages supérieurs schisto-calcaires sur l'étage inférieur; ce chevauchement se manifeste avec l'alignement 305-315 N_m des étages SC_{IV-II} oblique sur l'alignement 330-340 N_m de l'étage inférieur SC_I et des deux séries inférieures de ce système, Série de la Louila et Série glaciaire du Bamba. Il est possible toutefois que cette discontinuité d'alignements ne soit apparue qu'au cours de la dernière phase, la phase d'accélération du mouvement d'écoulement vers le NE.

— Une troisième phase, la phase majeure. Elle est responsable de tout le plissement du Système du Congo occidental, déposé dans le synclinal de la Nyanga. Elle serait postérieure au dépôt de la Série schisto-gréseuse inférieure, mais d'après une observation toute locale (Mont Fouari), elle serait antérieure au dépôt d'une série schisto-gréseuse supérieure.

Elle est responsable des grands plissements longitudinaux de ce système, de l'allure isoclinale de ses plis avec inclinaison NE à peu près constante. Elle est responsable des grandes failles longitudinales, reliées en bordure de la chaîne du Mayombe, par des décrochements transversaux.

*
* *

L'histoire du Gabon occidental s'arrête au schisto-gréseux inférieur pour des millions d'années.

Grâce aux apports terrigènes évacués du Chaillu vers le SSE, l'histoire précambrienne s'est prolongée au Synclinal du Niari, au Bas-Congo belge et dans l'Angola de toute la période de l'Inkisi.

Puis, avec l'éclipse de tout le Primaire, ce substratum précambrien s'est immobilisé.

Telles les Titans de la légende préhellénique qui entassèrent Pélion sur Ossa, les forces qui propulsèrent et entassèrent chaîne sur chaîne pendant plus de deux mille millions d'années s'endormirent.

Sur la grande surface d'arasion post-schisto-gréseuse, les formations de la cuvette congolaise et les séries marines côtières s'étendirent sur ces chaînes précambriennes à peu près disparues en un « lourd manteau d'oubli ».

NEUVIÈME PARTIE

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES PRÉCAMBRIENNES MIGMATITIQUES ET PLUTONIQUES DE LA CHAINE DU MAYOMBE ET DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF DU CHAILLU

LISTE DES ROCHES ANALYSÉES

A. — Roches prémayombiennes

a) *Gneiss de la Série de la Doussa*

173/49 { Gneiss leucocrate, rétromorphosé, à deux micas
— à 1 km de la Mitsoga sur le layon Bayadi-Mambi lagune.

217 KL/55 { Gneiss migmatitique leucocrate rétromorphosé
— rapides de la Doussa à proximité du camp du Commissariat de l'Energie atomique (C.E.A.).

b) *Anorthosites quartziques du Groupe de la Dounvou*

158/49 Rivière Moufoubou Moutsatsa, affluent de la Doussa.
159/49 Rivière Moufoubou Moutsatsa.

c) *Migmatites potassiques du Groupe de la N'Douna*

164/49 Confluent de la Moufoubou Moutsatsa et de la Doussa.
157/49 Rivière Moufoubou Moutsatsa, près du layon forestier (Société forestière de Mayoumba).

d) *Migmatites potassiques dérivées des roches plutoniques prémayombiennes*

143/49 Rivière Mirendi, sur la piste « Igotsi Nyanga à la route de Mayoumba ».
144/49 Rivière Mirendi, sur la piste « Igotsi Nyanga à la route de Mayoumba ».

B. — Roches du substratum prémayombien dans le cycle mayombien Monts Doudou

40/48 Bongo à l'ancien village Léonga (premier passage de la rivière Ouafou).
47/48 Bongo à l'ancien village Léonga (rivière Ouafou).
49/48 Bongo à l'ancien village Léonga (au bord Douvi rivière).

C. — Roches mayombiennes du Groupe du Mayombe septentrional

22/48 { Migmatite à pyroxènes
— piste Manji-Bongo (entre les anciens villages Bira I et II).

24/48 Diorite quartzique à biotite et résidus de pyroxènes
— piste ancien village Sadibaka II - ancien village N'Goulougoye (colline après le village M'Boukou).

25/48 Migmatite à pyroxènes
— piste ancien village Sadibaka - ancien village N'Goulougoye (rivière N'Goundou).

28/48 Diorite quartzique à biotite à résidus pyroxènes
— piste ancien village Sadibaka II - ancien village N'Goulougoye (après ancien village Moutendi).

51/48 Gneiss à pyroxènes
— rivière Douvi à rivière Douengui (source d'un affluent Douvi).

53/48 Diorite à pyroxènes
— Douvi à Douengui (source affluent Douvi).

55/48 Diorite à pyroxènes, amphibole et biotite
— Douvi à Douengui (colline après rivière Douvi).

57/48 Migmatisation potassique d'une diorite à pyroxènes
— layon Douvi-Douengui (grande ligne de crêtes entre Douvi et Douengui).

59/48 Gneiss à pyroxènes
— ligne de crêtes Douvi-Douengui.

60/48 Migmatisation potassique de gneiss et diorites à pyroxènes
— layon Douvi-Douengui (source affluent Douvi).

D. — Roches amphiboliques prémayombiennes

67/51 Amphibolites sans éléments blancs de la Série de la Douigni (rivière Douigni, en aval du pont de Tchibanga-Mayoumba).

73/51 Rivière Douigni, en aval du pont Tchibanga-Mayoumba.

109/51 Amphibolites
— rivière Mouganga, route Mayoumba-Tchibanga.

E. — Amphibolites mayombiennes

189/49 Gabbros ophitiques
— rivière N'Douna, collines dans la zone navigable.

172/49 Laves basiques amphibolitisées
— piste Bayadi-Mambi (colline de la Moutsobo).

150/55 Laves basiques amphibolitisées
— piste Bayadi-Mambi.

33/48 Dolérite métamorphisée
— piste Bongo-Douvi (rivière Mikassa).

96/48 Gabbro à pyroxènes et olivine du poste de Mayoumba.

F. — Roches migmatitiques et plutoniques de la bordure occidentale du Massif du Chaillu

3/49 Diorite rétromorphosée à cristaux hypidiomorphes
— route Lébamba-Mimongo, petite rivière en bas du village Matségui.

7/49 Granite hybride rose à gros grains
— mission de Dibouangui à Lounzo, petit affluent de la Louetsié.

12/49 Migmatite potassique
— Lébé à Bangondji Badouma, rivière Gonda.

CHAPITRE I

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES PRÉMAYOMBIENNES DANS LE SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE

I. — ANALYSES CHIMIQUES

N° échantillons	173/49	217 KL/55
Nom de la roche	Gneiss plagioclasique de la Série de la Doussa	Migmatite dérivée du Gneiss de la Série de la Doussa
Analyste	Gouzy	Gouzy
SiO_2	75,15	74,25
Al_2O_3	13,42	13,87
Fe_2O_3	0,68	1,29
FeO	2,17	1,00
CaO	2,00	0,10
MgO	0,36	0.36
Na_2O	3,30	3,00
K_2O	2,90	5,20
TiO_2	0,20	0,30
P_2O_5	0,04	0,06
MnO	0,09	0,07
H_2O	0,40	1,35
Total	100,71	100,85
Paramètres de Lacroix	p = I q = 3′ r = 1 s = 3	p = I q = 3′ r = 2 s = 3 (4)
Paramètres de Niggli	si = 413,16 al = 43,23 fm = 15,84 c = 11,88 alc = 27,72	si = 432,95 al = 47,25 fm = 14,00 c = 0,70 alc = 36,05

N° échantillons	158/49	159/49	164/49	157/49	143/49	144/49
Nom de la roche	Anorthosites quartziques Groupe de la Dounvou		Migmatites potassiques dérivées des anorthosites Groupe de la Ndouna		Migmatites potassiques dérivées des roches plutoniques prémayombiennes	
Analyste	Gouzy	Cousson	Gouzy	Cousson	Cousson	Gouzy
SiO_2	65,75	72,77	70,95	72,84	73,03	71,00
Al_2O_3	17,81	15,09	16,87	15,13	13,26	17,44
Fe_2O_3	1,12	0,45	1,35	1,47	2,48	1,60
FeO	2,22	2,61	1,21	1,72	1,94	1,61
CaO	3,24	1,38	2,61	0,88	0,41	2,20
MgO	1,08	0,41	0,14	0,48	0,43	0,42
Na_2O	3,68	3,93	4,40	4,29	3,58	4,16
K_2O	2,54	1,05	1,88	1,35	2,02	1,54
TiO_2	0,34	0,14	0,19	0,08	0,32	0,16
P_2O_5	0,74	traces	0,19	traces	traces	0,08
MnO	0,04	0,02	0,08	0,01	0,02	0,04
M_2O	1,10	1,30	0,80	1,40	1,47	1,12
Total	99,66	99,15	100,67	99,65	98,96	101,37
Paramètres de Lacroix	p = I' q = 4 r = (2) 3 s = 4	p = I q = 3 r = 2 s = (4) 5	p = I q = 4 r = 2 s = 4	p = I q = 3 r = (1) 2 s = 4	p = I q = 3 r = 1' s = 4	p = I q = 3' r = 2' s = 4
Paramètres de Niggli	si = 279,33 al = 44,64 fm = 18,37 c = 14,79 alc = 22,19	si = 405,35 al = 49,49 fm = 17,37 c = 8,03 alc = 25,08	si = 344,35 al = 48,39 fm = 11,63 c = 13,41 alc = 26,53	si = 404,66 al = 49,33 fm = 18,00 c = 5,00 alc = 27,06	si = 342,53 al = 36,33 fm = 19,71 c = 1,97 alc = 22,25	si = 353,13 al = 50,14 fm = 11,94 c = 11,64 alc = 24,74
or. / an + alb.	0,37	0,15	0,22	0,19	0,35	0,19

Avant toute étude ultérieure, on remarquera que le passage d'un gneiss plagioclasique de la Série de la Doussa du type 137/49 à une migmatite potassique du Groupe de la N'Douna s'effectue avec un départ notable de chaux (1,90 %) et un apport de K_2O (+ 2,30).

Les départs et les apports sont moins visibles entre les anorthosites quartzites du Groupe de la Dounvou et leurs migmatites dérivées du Groupe de la N'Douna. Il est vrai que les anorthosites sont très rarement indemnes des métasomatoses surimposées.

II. — REPRÉSENTATION GRAPHIQUE DES PARAMÈTRES DE LACROIX

On représente sur un diagramme triangulaire K C N les proportions millimoléculaires de K_2O, Na_2O, CaO de la roche analysée. La somme de ces proportions K + C + N est ramenée à 100.

La détermination des points A, B, C, qui délimitent les zones en conformité avec S = 1,

$S = 2$, $S = 3$, $S = 4$, est obtenue suivant les rapports $\frac{K}{Na}$ correspondant aux égalités suivantes :

$$A = \frac{K}{Na} = 7$$

$$B = \frac{K}{Na} = 1{,}667$$

$$C = \frac{K}{Na} = 0{,}600$$

Pour $AK = S_1$ $\quad \frac{K}{Na} = 7$ $\quad$ donc $K = 7\ Na$ et $K + Na = 8\ Na$.

Comme $K + Na + Ca = 100$ $\quad A = \frac{100}{8} = 12{,}5$.

Pour $AK = S_2$ $\quad \frac{K}{Na} = 1{,}667$ $\quad$ donc $K + Na = 1{,}667\ Na + Na$ (ou $K = Na$) $= 8\ Na$.

Donc $B = \frac{2{,}667}{100} = 37{,}5$.

Pour $CK = S_3$ $\frac{K}{Na} = 0{,}600$ $\quad$ donc $K = 0{,}6\ Na$ et $K + Na = 1{,}6\ Na$

$$C = \frac{100}{1{,}6} = 62{,}5.$$

Pour le point A' qui délimite la zone r_1 et r_2 on aura $\frac{K + N}{C} = 7$.

Comme $K + N + C = 100 = 8\ C$ $\quad A'$ sera $= \frac{100}{8} = 12{,}5$.

Pour le point B' qui délimite la zone r_2 et r_3, on aura :

$$\frac{K + N}{C} = 1{,}667 \qquad K + N + C = 2{,}667\ C = 100$$

donc :

$$B' = \frac{100}{2{,}667} = 37{,}5.$$

Pour le point C' qui délimite la zone r_2 et r_3, on aura :

$$\frac{K + N}{C} = 0{,}600 \qquad K + N + C = 1{,}600\ C = 100$$

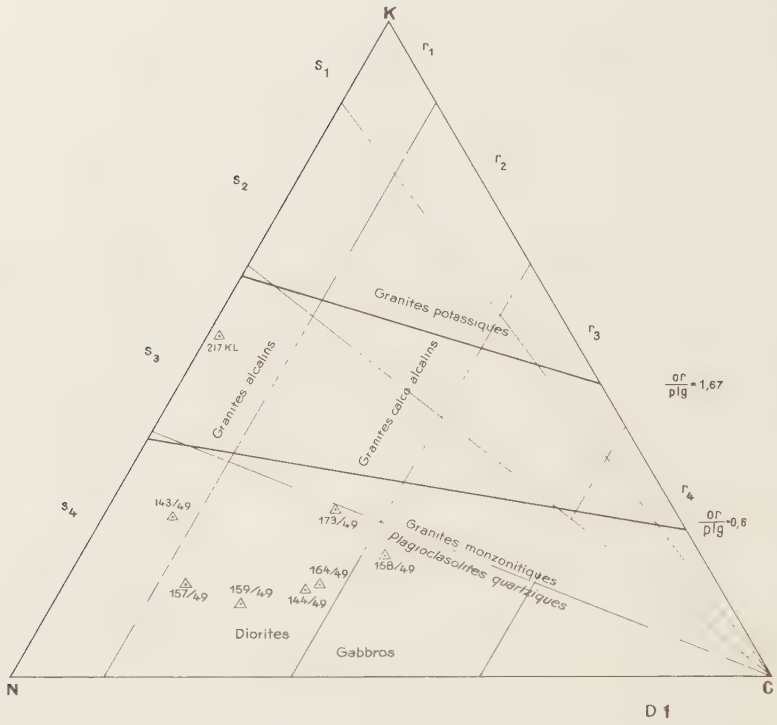
donc :

$$C' = \frac{100}{1{,}600} = 62{,}5.$$

Ainsi pour des valeurs $r = x$ et $s = y$ suivant les proportions millimoléculaires de la roche analysée, on obtiendra un point déterminé qui se situera dans une zone correspondant aux Familles et aux Groupes de la Classification de Lacroix.

DIAGRAMME KCN

Roches prémayombiennes



Pour les roches prémayombiennes, gneiss plagioclasiques, anorthosites et migmatites dérivées, on obtient le graphique ci-dessus. Ce diagramme permet de constater que :

1°) Toutes ces roches, à l'exception de la migmatite 217 KL dérivée de gneiss plagioclasiques, se situent toutes dans une zone placée sous la limite inférieure du rapport $\frac{Or}{Plg} = 0{,}6$. Ces roches appartiennent donc à la Famille des Plagioclasolites.

2°) Le paramètre p étant égal ou voisin de I, toutes ces roches appartiendront au groupe des plagioclasolites quartziques.

3°) Pour les roches 143/49 et 158/49, pour lesquelles le rapport $\frac{Or}{Pl}$ est légèrement supérieur à 0,30, on observera une excentricité de ces deux points tandis que pour les autres roches (anorthosites sans feldspaths potassiques ou avec quelques rares feldspaths orthoclasiques) on remarquera un groupement à proximité de la zone des diorites quartziques.

III. — VARIATIONS CHIMIQUES DES ROCHES PRÉMAYOMBIENNES AU COURS DE LA MÉTASOMATOSE

Application de la méthode de calcul de T.W. Barth dans l'étude de la métasomatose

Comme je l'ai montré dans la deuxième partie, les différentes roches plutoniques prémayombiennes résultent de modifications chimiques. Pour essayer de mettre en évidence

les minéraux diffusés au cours des divers processus d'échanges, j'ai utilisé la méthode préconisée par T.W. Barth, dite la « méthode de la cellule standard ».

Comme cette méthode a été exposée à plusieurs reprises par l'auteur et ses traducteurs ou par ses utilisateurs, je me contenterai de la rappeler brièvement.

Cette méthode est basée sur le principe de la distribution de l'oxygène dans les roches de la lithosphère et de sa soumission aux lois d'équilibre de la thermodynamique.

T.W. Barth a défini « la cellule standard » comme étant l'unité de volume contenant un nombre de 160 atomes d'oxygène et correspondant à un nombre de cations (silicium, aluminium et métaux) sensiblement égal à 100.

Sur cette base de 160 exygènes, est calculée, pour chaque roche, la quantité de cations combinés à l'oxygène.

Pour obtenir ces quantités de cathions à partir d'une analyse chimique :

— tout d'abord on ramène le pourcentage en poids à 100;

— on calcule ensuite le nombre total d'oxygènes en tenant compte que dans SiO_2 il y a deux atomes d'oxygène pour un atome de Si, que dans Al_2O_3 il y a 3 atomes d'oxygène pour 2 atomes de Al et ainsi de suite.

Ce nombre total est ensuite réduit à 160. A partir de ce nombre d'oxygènes ramené à 160, on calcule le nombre de cations en tenant le raisonnement inverse du calcul des oxygènes.

	% à l'analyse	Proportions moléculaires ramenées à 100	Nombre total d'atomes d'oxygènes	Nombre d'oxygènes dans la cellule standard	Nombre de cations dans la cellule standard	
SiO_2	71,00	66,7	133,4	124,8	62,4	$K_{1,68}$
Al_2O_3	17,44	19,26	28,9	27,0	18,0	$Na_{7,03}$
Fe_2O_3	0,60	0,45	0,67	0,63	0,42	$Ca_{2,06}$
FeO	1,61	1,24	1,24	1,16	1,16	$Mg_{0,52}$
MgO	0,42	0,56	0,56	0,52	0,52	$Fe_{1,58}$
CaO	2,20	2,20	2,20	2,06	2,06	$Al_{18,0}$
Na_2O	4,16	7,51	3,75	3,51	7,03	$Ti_{0,1}$
K_2O	1,54	1,81	0,90	0,84	1,68	$Si_{62,4}$
TiO_2	0,16	0,10	0,20	0,18	0,10	$P_{0,1}$
P_2O_5	0,08	0,10	0,25	0,20	0,10	(OH)
MnO	0	0	0	0	0	$O_{160,90}$
Perte H_2O^+ . au feu H_2O^- .	1,12					
Totaux ..	101,37	99,93	172,01	160,90	93,47	

Le résultat s'inscrit ainsi :

$K_{1,68}\ Na_{7,03}\ Ca_{2,06}\ Mg_{0,52}\ Fe_{1,58}\ Al_{18,0}\ Ti_{0,1}\ Si_{62,4}\ P_{0,1}\ (OH)\ O_{160,90}$

Il convient de calculer H_2O^+. Mais il a été rarement fourni dans les analyses au Laboratoire de Chimie de la Direction des Mines et de la Géologie de l'A. E. F.

Une méthode un peu plus simple, parce qu'elle simplifie les calculs, permet d'obtenir plus rapidement le nombre de cations réduits à 160.

Des proportions % de l'analyse, on utilise les proportions millimoléculaires obtenues au cours du calcul paramétrique.

On calcule alors les milliatomes d'oxygènes en considérant que dans SiO_2 il y a 2 milliatomes d'Oxygène pour 1 millication de Si, il y a 3 milliatomes d'Oxygène pour 2 millications d'Al dans Al_2O_3, etc...

Par une simple règle de trois on obtient directement le nombre de millications réduits à 160 et on obtient par comparaison le nombre d'oxygènes réduit à 160.

Pour cette même roche 144/49 on aura :

	% à l'analyse	Proportion molécu-laire × 1 000	Milliatome d'oxygène	Milli-cations	Milli-cations réduits à 160	Oxygènes à 160	Résultats
SiO_2	71,00	1 183	2 366	1 183	61,97	123,94	$K_{1,64}$
Al_2O_3	17,44	171	513	342	17,91	26,86	$Na_{7,03}$
Fe_2O_3	0,60	4	12	8	0,41	0,61	$Ca_{2,04}$
FeO	1,61	22	22	22	1,15	1,15	$Mg_{0,52}$
MgO	0,42	10	10	10	0,52	0,52	$Fe_{1,36}$
CaO	2,20	39	39	39	2,04	2,04	$Al_{17,91}$
Na_2O	4,16	67	67	134	7,03	3,67	$Ti_{0,1}$
K_2O	1,54	16	16	32	1,64	0,67	$Si_{61,97}$
TiO_2	0,16	2	4	2	0,10	0,20	$P_{0,1}$
P_2O_5	0,08	1	5	2	0,10	0,50	(OH)
NnO	0,04	0	0	0	0	0	$O_{160,16}$
H_2O^+ ..... H_2O^-	1,12						
Totaux ..	101,37	1 515	3 054	1 774	92,87	160,16	

Le résultat s'inscrit ainsi :

$K_{1,64}$ $Na_{7,03}$ $Ca_{2,04}$ $Mg_{0,52}$ $Fe_{1,56}$ $Al_{17,91}$ $Ti_{0,1}$ $Si_{61,97}$ $P_{0,1}$ OH $O_{160,16}$

Les faibles variations dans ces résultats correspondent aux erreurs de calcul de la règle à calcul.

D'après les différents résultats obtenus par cette méthode on peut établir des comparaisons et constater les apports et les départs de substances.

	Gneiss		Anorthosites			Migmatites potassiques		
	173/49	217KL	158/49	159/49	164/49	157/49	143/49	144/49
K	1,60	5,77	1,42	1,14	2,09	1,45	2,20	1,69
Na	2,73	5,04	3,17	6,64	7,42	7,14	6,07	7,03
Ca	1,87	0,15	3,06	1,24	2,40	0,77	0,57	2,06
Mg	0,47	0,47	1,37	0,51	0,20	0,62	0,57	0,52
Fe	2,03	1,69	2,37	2,17	1,87	2,18	3,08	1,58
Al	13,65	14,15	18,50	15,37	17,36	15,33	13,51	18,00
Ti	0,72	0,32	0,10	0,20	0,30	0,10	0,40	0,10
Si	65,12	64,85	57,89	62,94	61,82	62,88	63,70	62,40
P	0,35	0,37	1,30	0	0,32	0	0	0
OH			2,85	2,85		2,85	2,85	
O	159,65	159,67	157,15	157,15	159,99	157,15	157,15	159,83

Ce tableau comparatif nous permet de constater que pour passer du gneiss plagioclasique de la Série de la Doussa à une migmatite potassique du Groupe de la N'Douna, il y a :

Apport	Départ
—	—
K = 4,17	Ca = 1,72
Na = 2,31	Fe = 0,34
Al = 0,50	Ti = 0,40

Comme il y a recristallisation du quartz, dans les faciès migmatitiques en premier lieu la proportion en silice n'augmente pas et même diminue très légèrement. Par contre, il y aurait un apport très notable de potasse et un départ assez important de chaux. Par ailleurs la soude doit représenter l'apport diffusé lors de la métasomatose sodique prémayombienne.

Dans la granitisation des anorthosites prémayombiennes l'apport de potasse semblerait déjà beaucoup plus faible, de l'ordre de 1,1 et la chaux continuerait à partir. Mg et Al diminueraient légèrement et on constaterait par contre un notable apport de silice, en dehors de la recristallisation de la silice préexistante toujours en proportion notable (comme on peut le constater en lames minces).

Nous ne possédons que trop peu d'analyses pour tirer des conclusions bien exactes, mais elles permettent d'estimer que la granitisation de sédiments d'origine cristallophyllienne s'effectue avec un départ de chaux, de titane, de fer, de Mg et un apport de potasse et de silice. Les observations en lames minces viennent d'ailleurs à l'appui de ces résultats chimiques.

CHAPITRE II

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES PRÉMAYOMBIENNES RÉACTIVÉES DANS LE CYCLE OROGÉNIQUE MAYOMBIEN

I. — ANALYSES CHIMIQUES

Nous avons indiqué dans les troisième et quatrième parties du mémoire les différentes transformations pétrographiques qui affectèrent les roches du substratum prémayombien au cours du cycle mayombien et sous l'influence de deux nouvelles phases métasomatiques : une métasomatose calco-sodique et une métasomatose potassique.

Non seulement eurent lieu des transformations structurales mais s'effectuèrent des échanges chimiques. Nous allons comparer deux analyses d'anorthosites prémayombiennes avec trois analyses de roches modifiées par les métasomatoses mayombiennes.

Les échantillons 158/49 et 159/49 ont été recueillis dans la rivière Moufoubou Moutsatsa, affluent de la rivière Doussa.

Les échantillons 40/48, 49/48 et 47/48 ont été récoltés sur l'ancienne piste de Bongo à l'ancien village Diéla Viévi, au bord de la rivière Douvi.

Le 40/48 a été pris près de la rivière Ouafou. Le 49/48 provient de gros blocs près de la rivière Douvi, sur l'aire de l'ancien village Diéla Viévi et le 47/48 à proximité de la rivière Ouafou.

Numéros échantillons ..	158/49	159/49	40/48	49/48	47/48
Analyste	Gouzy	Cousson	Me Ruf	Me Ruf	Me Ruf
SiO^2	65,75	72,77	70,55	67,95	69,10
Al^2O^3	17,81	15,09	13,25	13,10	12,05
Fe^2O^3	1,12	0,45	2,40	2,55	4,35
FeO	2,22	2,61	2,40	4,20	2,50
CaO	3,24	1,38	2,25	2,45	4,40
MgO	1,08	0,41	2,45	1,45	2,25
Na^2O	3,68	3,93	3,95	4.25	2,55
K^2O	2,54	1,05	1,60	3,15	3,80
TiO^2	0,34	0,14	0,30	0,25	0,22
P^2O^5	0,74	traces	0,05	0,17	0,22
MnO	0,04	0,02	0,21	0,05	0,32
H^2O	1,10	1,30	0,50	0,55 0,25	0,40
	99,66	99,15	99,91	100,37	102,16
Paramètres de Lacroix	p = I' q = '4 r = (2) 3 s = 4	p = I q = 3 r = 2 s = (4) 5	p = I (II) q = 3 (4) r = 2' s = '4	p = 'II q = 4 r = 2 s = '4	p = 'II q = 3 (4) r = 3 s = 3
Paramètres de Niggli	si = 279,33 al = 44,64 fm = 18,37 c = 14,79 alc = 22,19	si = 405,35 al = 47,47 fm = 17,37 c = 8,03 alc = 25,08	si = 362,21 al = 36,64 fm = 28,97 c = 11,36 alc = 22,95	si = 284,88 al = 32,21 fm = 31,45 c = 10,85 alc = 25,22	si = 271,86 al = 27,81 fm = 34,22 c = 18,65 alc = 19,15
$\frac{Or}{An + Alb.} =$	0,37	0,15	0,21	0,38	0,51

Un examen rapide et comparatif montre que trois constituants chimiques ont varié aux cours des transformations du matériel préexistant :

Al^2O^3 K^2O Fe^2O^3

Constamment K^2O et Fe^2O^3 croissent alors que Al^2O^3 diminue.

Les facteurs sont trop variables pour qu'un simple examen de ces analyses puisse permettre de tirer des indications de valeur décisive.

L'accroissement de K^2O et Fe^2O^3 est confirmé par l'examen en lames minces. On observe en effet un pullulement de granoblastes frais de microclines, feldspaths potassiques. Leur formation et leur développement réclament des éléments potassiques.

Les anorthosites prémayombiennes, roches essentiellement formées de quartz et de plagioclases, ne pouvaient en contenir à priori que faiblement. Les micas qu'elles renfermaient étaient une source insuffisante de potasse pour la formation des granites potassiques prémayombiens d'autant plus que des micas néoformés ne pouvaient que restreindre cette source.

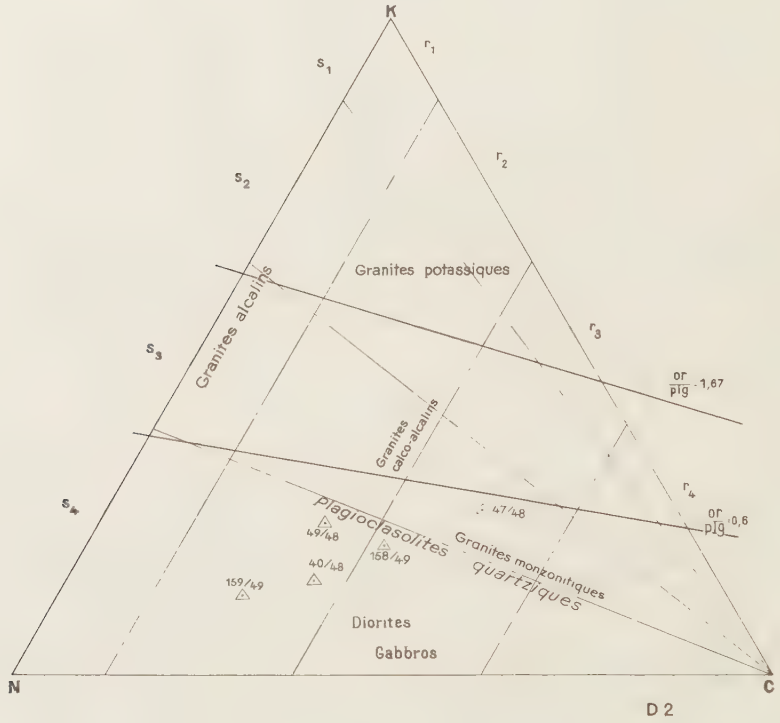
Il faut donc admettre un apport extérieur de potasse ou bien il faut supposer qu'à l'origine les anorthosites prémayombiennes possédaient d'autres minéraux potassiques et que leur potasse a été épuisée et a servi à la formation des éléments potassiques des granites prémayombiens.

De plus on constate sans cesse au cours des échanges chimiques que les minéraux ferromagnésiens abandonnent du fer qui cristallise sous forme de magnétite.

Nous reprendrons cet examen des échanges chimiques au cours de la discussion des résultats obtenus par l'application de la méthode de calcul de la cellule de Barth.

DIAGRAMME K C N

Groupe des Monts Doudou



II. — TRIANGLE KCN

Représentation graphique des paramètres de Lacroix

Ce triangle représentatif montre peu de différence avec le graphique des roches prémayombiennes, si ce n'est une tendance à la formation de granites calcoalcalins.

Cette tendance se manifeste dans le rapport $\frac{\text{Or}}{\text{an} + \text{alb}}$ qui tend à croître vers 0,50 pour les granites hétérogènes, les plus riches en feldspaths potassiques.

Elle se manifeste aussi dans la variation des paramètres « r » et « s » qui de r = 2 et s = 4 ou (4) 5, représentant la classe des granites plagioclasiorthosiques, passent à des paramètres r = 3 et s = 3 de la classe des granites orthosiplagioclasiques. Cette diminution des plagioclases au profit des orthoclases serait encore en faveur d'un apport vraisemblable de potasse nécessaire à l'augmentation de la proportion en feldspaths potassiques.

III. — VARIATIONS CHIMIQUES DES ROCHES DU SUBSTRATUM AU COURS DE L'OROGÉNÈSE MAYOMBIENNE

Application de la méthode de calcul de T.W. Barth

Pour mettre en évidence tous les minéraux diffusés avec apport et départ d'éléments chimiques, nous avons utilisé la méthode de calcul de la cellule de T.W. Barth.

Les résultats obtenus sont les suivants :

	Anorthosites prémayombiennes (cycle prémayombien)		Granites hétérogènes du Groupe des Monts Doudou (cycle mayombien)		
	158/49	159/49	40/48	49/48	47/48
K	1,42	1,14	1,79	3,55	4,25
Na	3,17	6,64	6,76	7,84	4,35
Ca	3,06	1,24	2,51	2,36	4,19
Mg	1,37	0,51	3,52	1,93	2,97
Fe	2,37	2,17	3,48	4,91	4,84
Al	18,50	15,37	13,61	13,75	12,53
Ti	0,10	0,20	0,50	0,32	0,32
Si	57,89	62,94	62,06	60,84	61,06
P	1,30	0	0,37	0,27	0,25
OH	2,85	2,85		1,63	0,58
O	157,15	157,15	159,97	158,37	159,42

La surimposition d'une métasomatose sodique prémayombienne, qui entraîna un départ de chaux et un apport important de soude, gêne les interprétations de ces résultats.

On constate indubitablement que le passage des anorthosites prémayombiennes aux granites hétérogènes du Groupe des Monts Doudou s'effectue avec un apport très notable de potasse et un accroissement de la teneur en silice.

La légère augmentation de la proportion en titane doit provenir de l'utilisation de ce minéral pour former des silicates titanifères comme le sphène titané.

On constate en même temps que la soude garde à peu près les teneurs originelles. Celle-ci doit être en effet utilisée pour former des feldspaths sodiques du type albite ou oligoclase très acide.

La chaux, déjà migrée après la métasomatose sodique prémayombienne, ne fait que diminuer légèrement. Par contre on constate une réduction continue de l'alumine dans la formation de granites.

L'augmentation du fer dans la granitisation est dûe à l'expulsion du Fe^2O^3 qui recristallise sous forme de magnétite ou d'ilménite.

La réactivation du socle prémayombien pendant le cycle mayombien aurait donc eu pour conséquence un appel de potasse et de silice et une élimination de l'alumine et d'une partie de la chaux conservée dans les roches du Groupe de la Dounvou.

CHAPITRE III

ÉTUDE CHIMQUE DES ROCHES PLUTONIQUES ET MIGMATITIQUES DU GROUPE DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

I. — ANALYSES CHIMIQUES

Nous n'avons pas de gneiss à pyroxènes strictement indemnes de métasomatose. Sous la lame mince on remarque en effet ou bien que ces roches ont des plagioclases à antiperthites et de rares granoblastes de microcline ou bien que les feldspaths potassiques commencent déjà à digérer nettement les plagioclases.

Les analyses suivantes concernent des roches prise en deux zones différentes :

— L'une au NE de Bongo;

— L'autre au SE de Bongo, entre la Douvi et la Douengui, affluents du Rembo N'Dogo.

a) Roches de la région NE de Bongo.

	Migmatites à pyroxènes		Diorites quartziques à biotite	
N° échantillons	25/48	22/48	28/48	24/48
Analystes	Me Ruf	F. Ruf	Me Ruf	Me Ruf
SiO_2	67,35	69,05	70,70	73,60
Al_2O_3	14,40	13,50	13,00	13,85
Fe_2O_3	4,20	2,30	4,35	2,25
FeO	3,20	2,85	2,15	1,40
MgO	1,85	2,00	1,65	1,60
CaO	4,10	3,00	1,50	1,70
Na_2O	3,60	3,00	2,30	0,15
K_2O	0,45	3,10	3,50	5,30
TiO_2	0,25	0,65	0,80	0,08
P_2O_5	0,17	0,90	0,08	0,03
MnO	0,16	—	0,20	0,24
$H_2O\pm$	—	—	0,30	0,10
Total	99,73	100,40	99,53	100,30
Paramètres de Lacroix	p = 'II q = 3 (4) r = 3 s = '5	p = I (II) q = 3 (4) r = 2 s = 3'	p = I (II) q = 3 r = 2 s = 3	p = I' q = 3 r = 2' s = 1
Paramètres de Niggli	al = 33,73 fm = 33,96 c = 17,43 alc = 14,84 si = 268,30	al = 34,42 fm = 32,01 c = 14,08 alc = 21,03 si = 299,46	al = 28,03 fm = 27,46 c = 5,94 alc = 16,25 si = 259,50	al = 43,52 fm = 28,04 c = 9,52 alc = 18,72 si = 395,96

En première approximation la dioritisation de gneiss à pyroxènes fait apparaître un accroissement de la teneur en silice et de la teneur en potasse, avec une réduction de la teneur en FeO et MgO et une diminution de la teneur en chaux.

b) Roches de la région SE de Bongo.

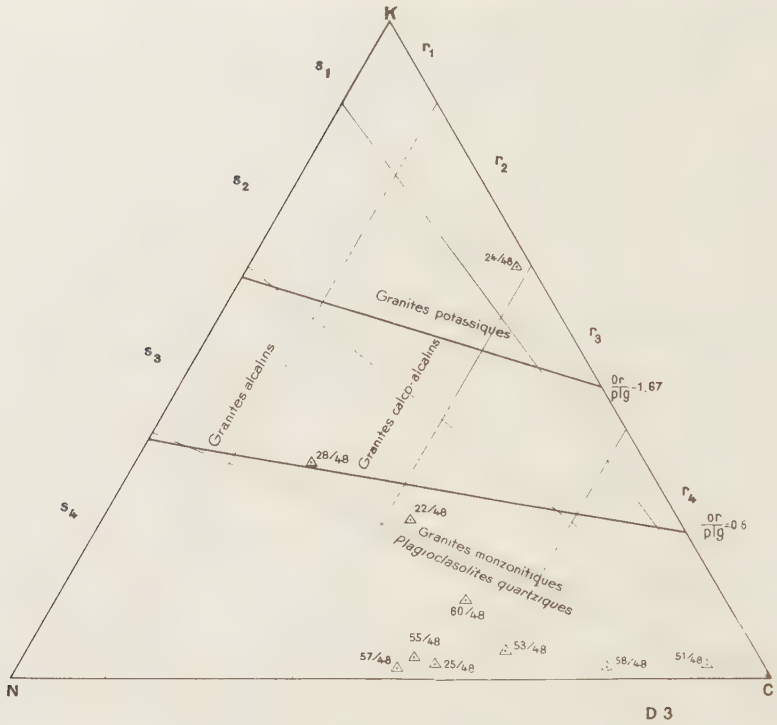
Echantillons	51/48	58/48	55/48	53/48	57/48	60/48
Analyste	J. Ruf	J. Ruf	J. Ruf	F. Ruf	J. Ruf	J. Ruf
Roches	Gneiss à pyroxènes		Diorites à pyroxènes		Migmatites potassiques	
SiO_2	48,40	50,70	63,80	56,20	60,20	58,70
Al_2O_3	12,90	12,30	16,85	19,10	14,50	17,05
Fe_2O_3	3,80	4,40	3,35	2,90	6,50	6,30
FeO	13,00	9,25	4,00	4,70	4,90	5,50
MgO	6,60	8,60	1,85	3,80	2,80	2,80
CaO	10,10	9,60	4,45	6,90	4,60	3,60
Na_2O	0,85	2,70	4,30	3,90	4,95	2,45
K_2O	0,35	0,45	0,50	0,80	0,20	1,45
TiO_2	0,90	0,55	0,30	1,60	0,40	0,96
P_2O_5	0,001	0,25	0,17	0,50	0,66	0,68
MnO	0,80	0,17	0,06	0,025	0,12	0,16
H_2O^+	2	0,85	0,70	0	0,50	0,05
H_2O^-		0,70	0,20		0,25	
Total	99,70	100,52	100,53	100,25	100,58	99,70
Paramètres de Lacroix	p = III q = 4 (5) r = '5 s = 4'	p = III q = 5 r = 3' s = 5	p = I (II) q = 4 r = 3 s = '5	p = I (II) q = 4 (5) r = 3 (4) s = 4 (5)	p = II q = 4 r = '3 s = 5	p = II q = 3' r = 3 s = 4
Paramètres de Niggli	al = 17,55 fm = 54,85 c = 25,08 alc = 2,69 si = 114,10	al = 16,37 fm = 54,20 c = 23,15 alc = 6,49 si = 114,20	al = 35,82 fm = 30,70 c = 17,23 alc = 16,10 si = 230,20	al = 32,40 fm = 33,95 c = 21,30 alc = 12,31 si = 164,20	al = 27,20 fm = 41,90 c = 15,58 alc = 15,58 si = 190,10	al = 32,77 fm = 43,90 c = 12,58 alc = 11,61 si = 193,80

Ces analyses font déjà apparaître un apport sensiblement constant de silice, de potasse, de soude et un fort départ de CaO, de MgO et de FeO.

La dioritisation semble demander une augmentation de la teneur en alumine tandis que la granitisation semble susciter un départ de cette alumine.

DIAGRAMME KCN

Groupe du Mayombe septentrional



II. — TRIANGLE KCN

Représentation graphique des paramètres de Lacroix

Par leur position dans le diagramme KCN et par leur paramètre q = 5, r = 3-4 et s = 4-5 ces roches appartiennent à la famille des plagioclasolites du type norite.

D'après leurs paramètres, les gneiss à pyroxènes 51/48 et 58/48 correspondraient à des formes mésocrates de norites à tendance lamprophyrique, tandis que les formes plutoniques dérivées (55/48 et 53/48) enntreraient dans la catégorie des norites leucocrates à tendance hétéromorphe.

Cette tendance noritique leucocrate persisterait encore dans les formes à évolution potassique peu prononcée (57/48).

Le 60/48 de cette même région entrerait déjà dans la catégorie des granites calco-alcalins du type granodioritique ou monzonitique.

Pour les roches de la région Bongo Est, leurs paramètres indiquent une nette tendance quartzique et en même temps une tendance orthosique des variétés plutoniques grenues. Ces roches 28/48 et 24/48 aux paramètres r = 2 et s = 1-3 seraient favorables à la phase potassique de granitisation.

III. — VARIATIONS CHIMIQUES DES ROCHES DU GROUPE DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL

Application de la méthode de calcul de T. W. Barth

Le tableau correspondant au calcul de la cellule de Barth de ces roches est le suivant :

Nos échantillons .	51/48	58/48	25/48	55/48	53/48	57/48	60/48	22/48	28/48	24/48
K	0,35	0,46	0,43	0,54	0,88	0,11	1,63	3,51	3,90	5,77
Na	1,86	5,08	6,22	7,68	6,95	4,43	4,33	5,12	3,90	0,21
Ca	10,49	9,82	3,92	4,28	6,79	4,52	3,55	2,88	1,41	1,57
Mg	9,61	12,41	2,52	2,41	5,25	3,86	3,88	2,66	2,16	2,10
Fe	13,98	10,76	5,14	6,03	5,55	10,58	9,10	3,56	4,34	2,44
Al	14,68	13,90	15,22	17,83	23,20	23,47	18,60	14,08	13,55	14,15
Ti	1,28	0,68	0,32	0,42	1,10	0,54	1,32	0,74	1,06	0,12
Si	46,90	48,80	60,14	57,61	51,70	55,40	54,30	61,26	62,10	64,35
P	—	0,62	0,25	0,27	0,44	0,44	0,55	0,70	0,10	0,05
OH	—	0,11	—	2,26	—	0,71	—	—	0,90	—
O	160,08	159,89	159,93	157,74	163,98	159,29	160,41	160,28	158,63	160,01

L'examen de ce tableau comparatif nous permet de constater un apport et un départ continus de minéraux d'une part, et d'autre part un apport temporaire de certains minéraux lors de la formation de norites ou de diorites quartzifères, puis leur départ pour réaliser des roches granitiques.

Les minéraux d'apport et de départ continus sont les suivants :

Apport	Départ
K	Ca
Si	Mg

Les minéraux d'apport temporaire sont les suivants :

Apport temporaire
Na
Al
Fe

Pour passer du gneiss à pyroxène à la norite leucocrate, à la diorite quartzique à biotite et au granite s'affirme une augmentation continue de la teneur en potasse et en silice. Cet accroissement va de 0,40 à 4,40 et de 47 à 62 en moyenne.

Conjointement la chaux et la magnésie migreraient dans les proportions de 8 à 2 pour la chaux et de 10 à 3 pour la magnésie.

On se rend compte qu'au cours de la diminution de basicité des gneiss à pyroxènes, pour former des diorites quartziques, la teneur en Na augmente de 2,5 à 7 pour redescendre à 3,90 dans les granites hétérogènes. Pour l'alumine on remarque un accroissement de la teneur de 14 à 23 puis cette teneur revient à 14.

Pour le fer, après une diminution de 11,5 (teneur moyenne) à 5,5, la transformation des diorites en migmatites potassiques nécessite un appel temporaire de fer qui passe de 5,5 à 9,5 pour retomber à 3,5.

Ce phénomène de la plutonisation apparaît donc comme très complexe. Si certains miné-

raux sont éliminés et remplacés par d'autres d'une façon constante, par ailleurs s'opèrent des échanges, nécessitant des appels et des départs temporaires de substances avec formation de minéraux provisoires.

De tels échanges chimiques peuvent se discerner pétrographiquement. En effet j'ai signalé dans la quatrième partie du mémoire (p. 161-162) que la transformation d'un gneiss en diorite quartzifère se faisait avec toute une série de stades transitoires. On remarque non seulement un bourgeonnement des plagioclases, mais encore diverses pseudomorphoses des constituants colorés.

On constate que l'hypersthène se pseudomorphose en diopside, le diopside en amphibole verte et l'amphibole en une biotite brun-rouge ferro-titanifère.

La transformation de l'hypersthène en diopside (1er stade) réclame un apport de chaux et de silice et une élimination du FeO (schilleritisation).

Le diopside pour donner de l'amphibole verte (2^{e} stade) nécessite un apport de soude, d'alumine et de silice.

L'amphibole verte pour passer à la biotite à pléochroïsme brun-rouge doit perdre de la chaux, du FeO et vraisemblablement une partie de son alumine. En contre-partie intervient un apport de potasse.

La méthode de calcul de T.W. Barth semble indiquer que certains minéraux comme Na, Al, Fe interviennent dans des échanges temporaires. Si la chaux semble continuellement diminuer, signalons qu'on n'observe à peu près jamais de gneiss à hypersthène sans une pseudomorphose en diopside. Cet apport de chaux temporaire ne peut donc ici être mis en évidence.

Le fer du tableau ci-dessus est le fer total (Fe^{++} et Fe^{+++}). Celui des analyses chimiques peut par contre nous fournir quelques renseignements sur les variations du fer ferreux et du fer ferrique. On constate en effet une élimination constante de FeO et une fluctuation permanente des teneurs en Fe_2O_3.

Par ailleurs cette méthode nous renseigne sur la nécessité d'un apport de soude et d'alumine, utilisé dans la formation d'amphibole verte, et nous indique qu'avec la disparition de ce minéral la soude et l'alumine sont éliminées.

En conclusion, les observations pétrographiques et l'examen des analyses chimiques tendraient à démontrer que si le phénomène de plutonisation évolue dans le sens d'une diminution de la basicité originelle des roches suivant deux processus (dioritisation et granitisation) ce phénomène ne correspond pas seulement à de simples échanges chimiques :

Apport (potasse-silice ou soude-silice) et départ (CaO, MgO et FeO).

Mais il comporterait des phases d'échanges complexes, dans lesquelles interviendraient différentes métasomatoses secondaires :

— métasomatose silico-calcique,
— métasomatose alumino-sodique et siliceuse,
— métasomatose ferro-potassique et siliceuse.

CHAPITRE IV

ÉTUDE CHIMIQUE DES ROCHES DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF DU CHAILLU

I. — ANALYSES CHIMIQUES

N^{os} échantillons ..	3/49	12/49	7/49
Nom de la roche .	Diorite quartzique	Migmatite potassique	Granite hybride
Analystes	Garcia	Me Ribis	Me Ribis
SiO_2	69,25	69,10	73,20
Al_2O_3	15,40	15,19	14,12
Fe_2O_3	1,79	2,00	1,86
FeO	2,92	2,50	1,10
CaO	4,25	2,20	0,91
MgO	0,92	1,06	0,27
Na_2O	4,40	4,60	3,95
K_2O	1,18	1,65	3,20
TiO_2	0,35	0,40	0,07
P_2O_5	0,21	0,13	0,07
MnO	0,02	—	—
H_2O^+	0,50	0,29	0,29
H_2O^-	0,10	0,06	0,06
Total	102,09	99,18	99,10
Paramètres de Lacroix	p = I (II) q = 4 r = 3 s = 4 (5)	p = I' q = '4 r = 2 s = 4	p = I q = 4 r = (1) 2 s = (3) 4
Paramètres de Niggli	si = 291,41 al = 38,38 fm = 21,51 c = 19,19 alc = 21,21	si = 314,48 al = 40,23 fm = 23,49 c = 10,53 alc = 24,57	si = 402,93 al = 45,54 fm = 15,18 c = 5,28 alc = 32,34
$\frac{or}{plg} = \frac{or}{an + alb} =$	0,12	0,19	0,49

L'examen direct des analyses chimiques permet de constater que, pour passer de la diorite quartzite au granite hybride par l'intermédiaire de la migmatite potassique, s'effectue un départ régulier de certains minéraux et un apport constant d'autres minéraux.

Il part de l'Al_2O_3, FeO, CaO, P_2O_5.

Il arrive du K_2O.

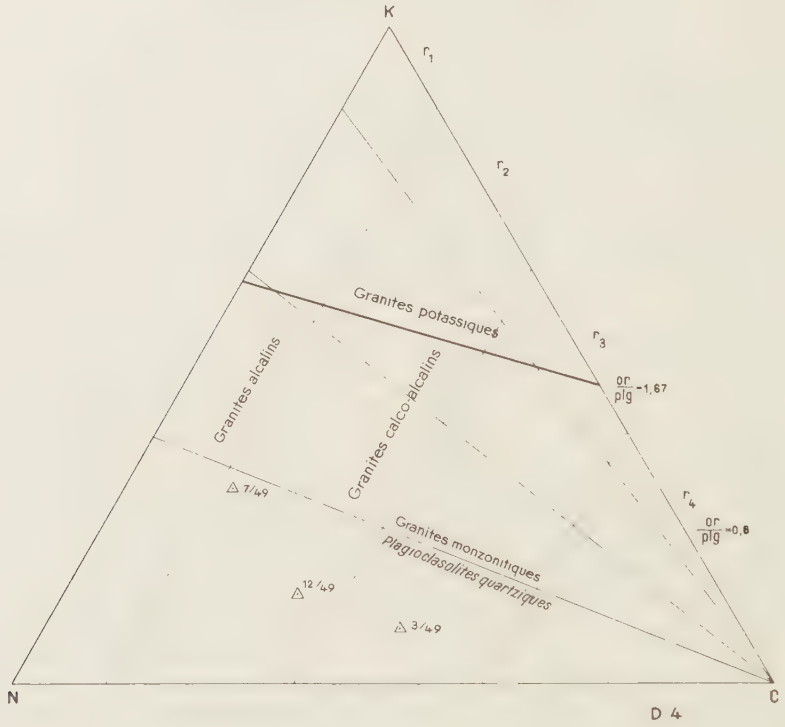
On peut estimer, malgré le faible départ de silice de la migmatite, que la teneur en silice croit pour former un granite.

Il y aurait aussi une augmentation de la proportion en Fe_2O_3 et un léger départ de Na_2O.

Ces variations seront étudiées un peu plus loin dans le calcul de la cellule de BARTH.

DIAGRAMME KCN

Bordure occidentale du Massif du Chaillu



II. — TRIANGLE KCN

Représentation graphique des paramètres de Lacroix

Ce diagramme triangulaire souligne la tendance très nette de ces roches hétérogènes à devenir des granites essentiellement alcalins. Cette tendance orthosique d'ailleurs se manifeste dans les paramètres r et s. Le paramètre r tend vers 1 et le paramètre s tend vers 3.

Nous avons affaire à un granite hétérogène calco-alcalin orthosi-plagioclasique à tendance orthosique et du type monzonitique, avec un rapport $\frac{or}{plg}$ voisin de 0,50.

III. — VARIATIONS CHIMIQUES DES ROCHES DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU CHAILLU

Application de la méthode de calcul de T.W. Barth

Le tableau comparatif de ces trois variétés pétrographiques suivant le calcul de la cellule de Barth va être le suivant :

	Diorite quartzique	Migmatite potassique	Granite hybride
	3/49	12/49	7/49
K	0,68	1,83	3,38
Na	3,75	8,20	6,55
Ca	3,97	2,42	0,91
Mg	1,22	1,39	0,35
Fe	3,60	3,46	2,04
Al	15,66	15,92	14,56
Ti	0,96	0,27	0,10
Si	60,22	61,41	64,41
P	0,65	0,17	0,40
OH	1,41	—	—
O	158,59	160,42	160,42

De ces résultats nous déduirons que l'on passe d'une diorite quartzique à un migmatique potassique,

par départ		par apport	
Ca	= — 1,55	K	= + 1,15
Fe	= — 0,26	Na	= + 4,45
Ti	= — 0,69	Mg	= + 0,32
P	= — 0,48	Al	= + 0,32
		Si	= + 1,19

et de la migmatite potassique on parvient au granite hétérogène,

par départ		par apport	
Na	= — 1,65	K	= + 1,55
Ca	= — 1,51	Si	= + 3,00
Mg	= — 1,04	P	= + 0,23
Fe	= — 1,42		
Al	= — 1,36		
Ti	= — 0,17		

Nous constatons ainsi que la transformation d'une diorite de ce substratum en granite nécessite :

— un départ constant de Ca (1,55 + 1,51)
Fe (0,26 + 1,42)
Ti (0,69 + 0,17)

— un apport constant de K (1,15 + 1,55)
Si (1,19 + 3,00)

auxquels s'ajoutent le départ :

Al = 1,04
P = 0,25
Mg = 0,87
et l'apport de Na = 2,80

soit un total de :

départ = 7,76 apport = 9,69

Cette transformation pétrochimique nécessite donc, au cours de la métasomatose, un certain apport de matériel. C'est d'ailleurs ce que confirme les études pétrographiques.

Dans son étude pétrochimique du granite du Chaillu, J.-Y. Scanvic a montré que pour passer de la granodiorite (« faciès gris ») au granite (« faciès rose ») il fallait 30 % d'apport pour 70 % de granodiorite donnant 100 % de granite.

Il existe une différence entre les résultats de l'étude pétrochimique de J.-Y. Scanvic et les résultats de nos analyses, car cet auteur (1957) parle d'oligoclase du type An_{22} Alb_{78} dans le faciès gris tandis que nos diorites de la région de Lébamba ne possédent plus, par rétromorphose, que des oligoclases acides ou des albites basiques dont les teneurs An % sont voisines de $An_{10\text{-}14}$.

Si nous comparons nos résultats du calcul de Barth à ceux de J.-Y. Scanvic :

	J.-P. Dévigne		J.-Y. Scanvic	
	Diorite quartzite	Granite hybride	Faciès gris	Faciès rose
K	0,68	3,38	0,60	1,80
Na	3,75	6,55	3,44	2,90
Ca	3,97	0,91	3,52	1,35
Mg	1,22	0,35	1,39	0,35
Fe	3,60	2,04	1,29	1,1
Al	15,66	14,56	8,52	7,26
Ti	0,96	0,10	0,17	0,06
P	60,22	64,41	68,80	71,28
Si	0,65	0,40	0,05	0,06

On constate que pour une teneur à peu près identique de potasse dans la diorite et dans le faciès gris l'augmentation est beaucoup plus sensible dans le granite hybride que dans le faciès rose (granite alcalin).

Alors que la soude est éliminée dans le faciès rose, elle vient en apport dans le granite hybride.

La chaux montre une élimination comparable. Il en est de même pour le magnésium et l'alumine.

On retrouve le même pourcentage d'apport de silice dans les deux groupes de roches.

Dans l'ensemble on peut dire que les échanges chimiques sont très comparables. Les seules variations chimiques enregistrées dépendent de l'hétérogénéité du matériel et des processus métasomatiques, qui aboutissent à la formation de granites pétrographiquement très voisins.

CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DES ROCHES MIGMATITIQUES ET PLUTONIQUES DU MAYOMBE ET DU MASSIF DU CHAILLU

Le nombre des analyses de roches de ces deux chaines est trop faible pour que les résultats obtenus aient valeur de tests absolus.

D'autre part, au cours des analyses chimiques, des erreurs ont pu s'introduire et ces erreurs, mêmes minimes, vont fausser les valeurs numériques des différents pourcentages d'oxydes.

Néanmoins, en faisant abstraction de la valeur numérique de ces pourcentages, ces analyses permettent de tirer quelques conclusions :

1. Au cours du phénomène général de plutonisation, des ions interviennent constamment sous forme d'apport (Si, K), d'autres sont constamment éliminés (Ca, Mg, Fe^{++}).

2. Pendant la plutonisation les diffusions d'ions ne seront pas les mêmes suivant qu'elles s'effectuent au cours de la phase de dioritisation ou au cours de la phase de granitisation.

La seconde phase (granitisation) est marquée structuralement par le bourgeonnement de minéraux orthoclasiques (microcline) et siliceux (quartz). C'est la métasomatose potassique. Elle correspond à une diffusion d'ions Si en remplacement d'ions Al, et d'ions K parfois Na en remplacement d'ions Ca, Mg, Fe^{++}.

La première phase (dioritisation) est non seulement marquée par un bourgeonnement de minéraux calco-sodiques (plagioclase) et de minéraux siliceux (quartz) mais encore par des pseudomorphoses et des bourgeonnements de minéraux ferro-magnésiens. Elle correspond non seulement à une métasomatose calco-sodique, (la métasomatose principale puisqu'elle aboutit à la formation de diorites quartziques) mais encore à des métasomatoses secondaires :

silico-calcique;
alumino-sodique et siliceuse;
ferro-potassique et siliceuse.

Au cours de cette phase s'éliminent en forte proportion Ca, Mg, Fe^{++} et en proportion plus faible Ti et vont intervenir sous forme d'apport en forte proportion Si, Al, Na et en plus faible proportion K.

Il convient donc de distinguer ces deux processus d'un même phénomène.

Si, comme le pense P. Aicard (1953) la formation de granites (processus principal et final du phénomène de plutonisation) est conditionnée par la diffusion d'ions Si, Al, K, Ca, Mg et Fe, dans notre cas particulier cette diffusion ne peut s'opérer sur un matériau moyennement ou fortement basique qu'après des échanges préalables au cours de la phase dite de dioritisation.

CHAPITRE V

ÉTUDE CHIMIQUE DE QUELQUES ROCHES AMPHIBOLIQUES DE LA CHAINE DU MAYOMBE

DIAGRAMME TRIANGULAIRE A C F

Application aux amphibolites de la chaîne du Mayombe

Nous avons utilisé ce diagramme A C F pour comparer trois analyses d'amphibolites de la Série de la Douigni avec des analyses d'amphibolites de laves basiques métamorphisées du Système du Mayombe et avec l'analyse d'un gabbro à olivine, épanché au cours de ce même cycle orogénique.

P. Lapadu-Hargues (1952-1953), d'après la composition chimique de nombreuses analyses d'amphibolites, était arrivé à la conclusion que deux « stocks » d'amphibolites pouvaient être distingués :

— les unes ferrifères et plus pauvres en chaux;

— les autres calcaro-magnésiennes et plus pauvres en fer.

Il avait constaté que les constituants SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O et Na_2O groupaient leur valeur respective autour d'une valeur moyenne.

Dans ces amphibolites, seuls les constituants FeO, CaO, et MgO variaient :

FeO d'une part et CaO, MgO d'autre part.

La dualité de composition de ces deux séries d'amphibolites et la variance de ces teneurs en Cao, MgO et FeO lui ont fait admettre que cette différence dans la nature chimique et par conséquent dans la nature lithologique du matériel initial proviendrait de deux types de roches différentes.

En fin de compte il concluait dans une origine ortho pour les types ferrifères et une origine para pour les types calcaro-magnésiens.

A l'aide d'analyses et du diagramme A C F nous avons voulu vérifier si cette hypothèse pouvait s'appliquer au cas des roches amphiboliques du Système du Prémayombe et ainsi mettre en évidence si ces amphibolites dérivent de sédiments argileux carbonatés ou au contraire proviennent de laves basiques métamorphisées. En effet, au Bas-Congo belge l'homologue de la Série de la Douigni, la Série de Gangila est constituée par des laves basiques méta-

morphisées et rétromorphosées. D'autre part une origine ortho a été supposée par plusieurs auteurs pour des amphibolites et des épidotites de cette série au Moyen-Congo.

Pour établir le diagramme A C F on utilise les proportions millimoléculaires, déduites de l'analyse, des constituants suivants :

Al_2O_3, Fe_2O_3, Fe O + MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O.

De ces proportions millimoléculaires on établit les valeurs A′ C′ F′, correspondant aux égalités suivantes :

$A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$.

$C' = CaO$.

$F' = MgO + FeO$.

On ramène ces valeurs A′ C′ F′ obtenues à 100 et on en déduit les valeurs A C F du diagramme A C F.

TABLEAU I. — Amphibolites prémayombiennes

Prélèvement	Rivière Douigni		Rivière Douigni		Rivière Mouganga	
Echantillons	67/51		73/51		109/51	
	% analyse	%⁰	%	%⁰	%	%⁰
Al_2O_3	4,15	40	4,92	48	16,92	166
Fe_2O_3	3,63	23	7,82	49	8,28	52
FeO	8,65	120	5,52	76	4,54	63
MgO	16,35	408	18,18	455	4,82	120
CaO	11,50	205	9,65	172	8,25	147
Na_2O	0,55	9	0,46	8	3,84	54
K_2O	0,34	3	0,21	2	0,66	6

TABLEAU II. — Amphibolites mayombiennes et gabbro

Prélèvement	Rivière N'Douna		Colline Moutsobo		Colline Moutsobo		Rivière Mikassa Bongo SE		Mayoumba	
Echantillons	189/49		172/49		150/55		33/48		96/48	
	%	%⁰	%	%⁰	%	%⁰	%	%⁰	%	%⁰
Al_2O_3	15,75	154	5,01	49	11	108	10,10	99	13,80	135
Fe_2O_3	1,91	12	3,04	19	13,2	83	9,55	59	2,60	16
FeO	7,29	101	8,25	114	6,71	93	6,05	84	1,80	25
MgO	10	250	18,32	470	3,84	96	3,70	92	1,45	36
CaO	9,85	176	10,89	195	8,74	156	5,60	100	2,90	52
Na_2O	0,78	13	0,57	9	1,28	20	3,35	54	3,0	48
K_2O	2,73	29	0,22	2	0,58	6	1,25	13	3,80	40

TABLEAU A′C′F′

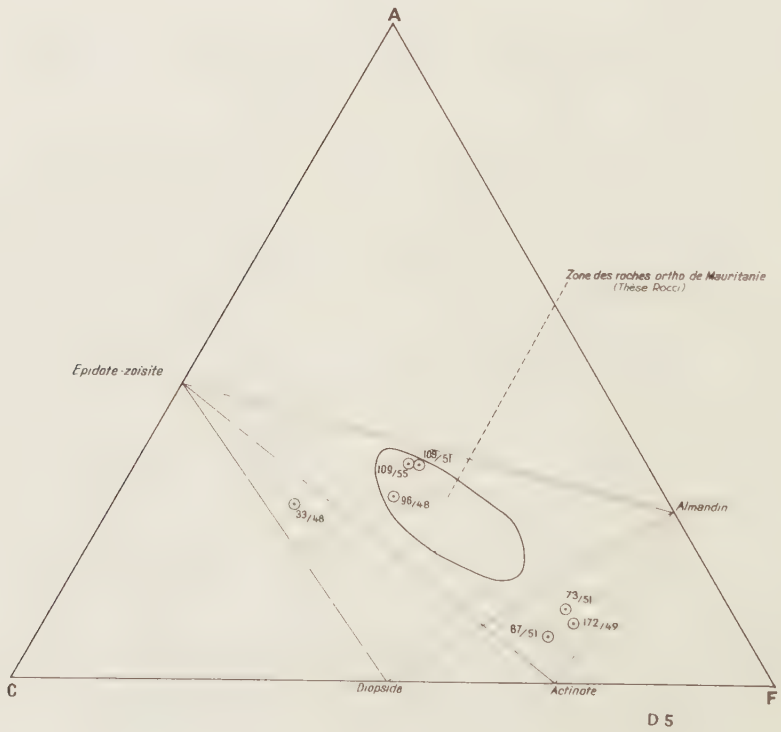
N°	67/51	73/51	109/51	189/49	172/49	150/55	33/55	96/48
A′	51	87	158	124	57	165	91	63
C′	205	172	147	176	195	156	100	52
F′	528	531	183	351	584	189	172	61
TOTAL ..	784	790	488	651	836	510	363	176

TABLEAU DES VALEURS A C F

N°	67/51	73/51	109/51	189/49	172/49	150/55	33/48	96/48
A	6,50	11,01	32,37	19,04	6,74	32,35	25,07	35,79
C	26,15	21,77	30,13	27,04	23,32	30,59	27,54	29,55
F	67,35	67,22	37,50	53,92	69,84	37,06	47,39	34,66

Ces valeurs A C F permettent d'établir le diagramme ci-dessous :

DIAGRAMME ACF



On constate que toutes les roches mayombiennes à structure résiduelle ophitique et le gabbro de Mayoumba (96/48) viennent se placer dans une zone, correspondant à la zone des roches ortho de Mauritanie (Thèse Rocci) à l'exception de l'amphibolite mayombienne 172/49.

Les roches prémayombiennes (67/51 et 73/51) sont placées nettement en dehors de cette zone. Par contre la roche prémayombienne (109/51) est incluse dans cette zone de roches ortho.

Son origine éruptive n'est pas impossible. Cette roche amphibolique (109/51) renferme une faible minéralisation en nickel et en chrome, retrouvée par ailleurs en notable quantité en alluvions et dont les deux autres roches sont totalement dépourvues. Cette roche pourrait donc éventuellement représenter la trace d'une ancienne venue basique, du type lave de Gangila du Bas Congo belge.

Toutes ces roches prémayombiennes et mayombiennes se situent dans le triangle épidote-zoïsite/almandin/actinote à l'exception de la métadolérite mayombienne (33/48) qui se situe dans le triangle diopside/almandin/zoïsite.

Cette particularité doit tenir à l'importance des produits de rétromorphose dans les roches mayombiennes, dont la quantité apparaîtrait plus faible dans la métadolérite mayombienne (33/48).

Si on se reporte au tableau d'analyses, et en ne considérant que les valeurs FeO, CaO et MgO de ces roches.

	67/51	73/51	172/49	150/55	189/49	33/48	109/51	86/48
FeO	8,65	5,52	8,25	6,71	7,29	6,29	4,54	1,80
CaO	11,50	9,65	10,89	8,74	9,85	5,60	8,25	2,90
MgO ...	16,35	18,18	18,32	3,84	10,00	3,70	4,82	1,45

On constate que dans les trois premières roches 67/51, 73/51 et 172/49 la teneur en FeO est beaucoup plus faible que la teneur en MgO. Ces trois roches apparaissent donc comme essentiellement calcaro-magnésiennes. La roche amphibolique mayombienne (172/49) et les deux roches prémayombiennes (67/51 et 73/51) seraient, d'après les conclusions de P. Lapadu-Hargues, des roches d'origine sédimentaire.

Par contre on constate que pour quatre roches mayombiennes y compris le gabbro-ophitique, dont l'origine ortho peut être prouver pétrographiquement, la teneur en FeO est plus forte que la teneur en MgO. On peut conclure avec P. Lapadu-Hargues sur une relation entre la teneur FeO et l'origine ortho des amphibolites.

Il reste un doute pour la 189/49 qui se situe à l'intérieur de la zone des roches ortho de Mauritanie mais en position excentrée par rapport aux autres roches.

Nous nous trouvons en présence d'une roche dans laquelle les proportions en FeO, MgO et CaO sont à peu près équivalentes et pour laquelle il est difficile d'affirmer l'origine ortho ou para. C'est le « type moyen » de P. Lapadu-Hargues.

Cette roche (189/49) a été receuillie sur les épontes d'affleurement de laves basiques mayombiennes métamorphisées et rétromorphosées.

Pour la région centrale de la zone de leurs affleurements l'incertitude est levée, car on découvre dans les roches amphiboliques des restes de structure ophitique. Sur les épontes le schiste amphibolique peut correspondre soit à une roche basique profondément transformée, soit à un tuf basique, (remaniement de la lave basique lors de la sédimentation loukoulienne).

Mis à part ces cas douteux on peut considérer que les conclusions de P. Lapadu-Hargues s'appliqueraient à ces roches mayombiennes et prémayombiennes. Le type calcaro-magnésien représenterait un groupe de roches amphiboliques para, le type ferrifère correspondant au groupe de roches ortho.

BIBLIOGRAPHIE

Aicard (P.) (1953), Le Précambrien du Togo et du N. O. du Dahomey. Thèse, 260 p., 9 pl., 40 fig., 1 c. (présentation provisoire multicopiée).

Amstütz (A.) (1929), Les conglomérats cristallophylliens du Mayombe au Congo français. *C. R. Ac. Sc.*, t. 188, p. 1 178-1 180 (avec 1 coupe), 29-III-29.

Amstütz (A.) & Duparc (L.) (1931), Contribution à l'étude pétrographique du Haut-Ogooué, du Mayombe et des régions intermédiaires, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, publ. relative au Congo belge, t. 41, p. 6-70.

Aubague (M.) & Hausknecht (1957), Nouvelle interprétation sur la Feuille Libreville. *Bull.* n° 8, D.M.G., A.E.F., p. 53-59, 1 carte.

Aubert de la Rüe (E.) (1937), Etude des gisements aurifères situés dans la région au Nord du Congo-Océan. Archives D.M.G., A.E.F., inédit, 24 p.

Babet (V.) (1929), Etude géologique de la zone du chemin de fer Congo-Océan et de la région minière du Niari et du Djoué. 153 p., 16 fig., 15 pl., 3 coupes géol, carte en couleurs Larose, 1929.

Babet (V.) (1932), Observations géologiques dans la partie méridionale de l'A.E.F. (Bassins du Niari et de la Nyanga, du Djoué et du Haut-Ogooué). 154 p., 20 fig., 4 pl., 1 carte géologique Larose, 1932.

Baud (L.L.) (1950), Etudes descriptives des séries de la rivière Bouenza ou étage bouenzien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5e série, t. 20.

Blosset (1928), Mission d'Etude des carrières du Kouilou, de Magne aux Portes de N'Gotou Rapport inédit, Archives D.M.G., A.E.F.

Boineau (R.) (1954), Coupe géologique dans les gorges de Sounda. *Bull.* ann. 1954, du Service géol. de l'A.E.F., 1 carte, p. 63-65.

Boineau (R.), Etude géologique des Gorges de Sounda. Eléments nouveaux apportés par les sondages. *Bull.*, n° 8 du Serv. Géol. de l'A.E.F., p. 11-14.

Brajnikov (B.) (1933), Contribution à l'étude pétrographique du Mayombe. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5e sér. t. 2, p. 379-392.

Brandes (M.C.) (1949), La Série de la M'Fidi, subdivision inférieure nouvelle du Système schisto-gréseux. *Bull. Soc. belg. Géol.*, t. 58, fasc. 3, p. 436-442.

Cahen (L.) (1948), Les formations anciennes antérieures à la Tillite du Bas-Congo (Le Groupe des Monts de Cristal). *Bull. Soc. belg. Géol.*, t. 57, fasc. 1, p. 1-55.

Cahen (L.) (1950), Le calcaire de Sékélolo, le complexe tillitique et la dolomie rose C_I dans l'anticlinal de Congo di Kati (Bas-Congo). *Ann. Mus. Congo belg.*, sér. in-8°, vol. 7, p. 1-55.

Cahen (L.) (1954), Géologie du Congo belge. Vaillant-Carmanne, Liège; Masson et Cie, Paris. 577 p., fig. Chap. VIII : Congo occidental, p. 200-236.

Cayeux (L.) (1935), Les roches sédimentaires de France, 477 p., 26 pl. Masson et Cie.

Chochine (N.) (1945), Etude géologique et prospection de la bordure occidentale du Mayombe, du Kouilou (Magne) à la Noumbi (Poumbou Kouboungа). *Arch. Serv. géol. A.E.F.*, inédit, 32 p., 1 coupe, 3 cartes.

Choubert (B.) (1937), Etude géologique des terrains anciens du Gabon (thèse). *Rev. Géogr. phys. et de Géol. dyn.*, Paris, 1 carte en couleurs, fig., 210 p.

Choubert (B.) (1946), Recherches géologiques du Gabon central. *Bull.* n° 6, D.M.G., A.E.F., 81 p., 4 pl. microphotos, 5 fig., 4 cart., série de coupes.

Cornet (J.) (1897), Etude sur la Géologie au Congo occidental entre la côte et le confluent du Ruki. *Bull. Soc. belg. Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. II, p. 311-377.

Cosson (J.) (1953*a*), Coupure géologique Pointe-Noire. *Rapp. ann. Serv. géol. A.E.F.*, p. 162 a-g, 1 carte.

Cosson (J.) (1953*b*), Note sur la position de la Série de la Bikossi. *Arch. Serv. géol. A.E.F.*, inédit, 4 p.

Cosson (J.) (1954*a*), Série de l'Oano. *Rapp. ann. Serv. géol. A.E.F.*, 1953, p. 107-110.

Cosson (J.) (1954*b*), Système intermédiaire. Série de l'Oano. *Bull.* ann. 1954, D.M.G., A.E.F., p. 107-108.

Cosson (J.) (1955*a*), Notice explicative sur les feuilles Pointe-Noire et Brazzaville. *Publ.* D.M.G., A.E.F., 56 p., 1 carte 1/50 000 en coul.

Cosson (J.) (1955*b*), Gisement diamantifère de Makongonio (éléments d'interprétation géologique). *Arch. Serv. géol.*, 1 carte, 1 coupe, 1 fig. puits de sondage, 38 p.

Cosson (J.) (1956), Coupures Pointe-Noire et Brazzaville. *Bull.* n° 7, D.M.G., A.E.F., p. 7-11.

Cosson (J.) (1957), Données nouvelles sur le Système de l'Ogooué et les roches cristallines associées. *Bull.* n° 8, D.M.G., A.E.F., p. 21-32.

Dévigne (J.-P.) (1954), Note préliminaire sur la structure géologique du Gabon Sud-occidental. *C. R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 1434-1436, 29-III-1954.

Dévigne (J.-P.) (1957), Les conglomérats cristalloyphylliens précambriens à galets granitiques du Mayombe (Gabon méridional, A.E.F.); leur rôle dans la stratigraphie et la tectonique de l'orogénèse mayombienne. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 10, p. 181-183, 13-V-1957.

Furon (R.) (en collaboration avec V. Pérébaskine et B. Brajnikov) (1931), Contribution à l'étude géologique du Gabon (A.E.F.). Carte géologique de reconnaissance du Gabon occidental. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, p. 363-372, 2 fig., 1 carte.

Gérard (G.) (1958), Carte géologique de l'Afrique Equatoriale Française au 1/2 000 000. Notice explicative, 198 p., 1 carte, en cours publication 1958.

Goloubinov (V.) (1948), Mission de recherches filonniennes d'or au Mayombe. *Rapp.* inédit S.M.K., 22 p., 9 coupes. Annexe : Compléments au rapport de V. Goloubinov par H. Sylvoz, 11 p. *Arch. Min.*, D.M.G., A.E.F.

Gysin (M.) (1953), Les conditions de formation de la brèche du Bangu-Niari dans le Nord de l'Angola. *Arch des Sc. Soc. Phys. Hist. nat. de Genève,* Inst. Minéral., Université de Genève.

Hausknecht (J.-J.) & Aubague (M.) (1957), Nouvelle interprétation sur la Feuille Libreville. *Bull.* n° 8, D.M.G., A.E.F., p. 53-59, 1 carte.

Korableff (G.) (1946), Une coupe géologique schématique de Mayoumba à N'Dendé (Gabon). *Bull. Muséum*, 2e sér., t. 18, n° 5, p. 456-459, 1 fig.

Lagotala (H.) (1933), Formation continentale sous-jacente aux calcaires du Niari (Congo français). *C. R. Ac. Sc.*, t. 196, p. 1235-1236, 24-IV-1953.

Lapparent (J. de) (1909), Etude comparative de quelques porphyroïdes français. 75 p., microphotos. Gauthier-Villars.

Lepersonne (J.) (1950), Eléments nouveaux concernant la stratigraphie des terrains anciens du Bas-Congo. IIIe Congrès nat. Sc.

Lepersonne (J.) (1951*a*), Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains anciens du Bas-Congo. *Bull. Soc. belg. Géol.*, t. 60, fasc. 2, p. 169-189.

Lepersonne (J.) (1951b), Observations géologiques dans le Nord de l'Angola et grands traits de la géologie du Congo occidental. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 74, p. B 207-236.
Michot (P.) (1937), Contribution à l'étude des symplectites. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 60, p. B 385-409, pl. microphotographiques.
Michot (P.) (1948), Essai d'une classification naturelle des roches éruptives. *Acc. roy. Belg., Bull. Class. Sc.*, t. 34, 5e sér., p. 449-458.
Nicklès (M.) (avec la collaboration de V. Hourcq) (1952), Carte géologique de l'A.E.F. et du Cameroun. Notice explicative. 109 p., carte en 3 feuilles 1/2 000 000.
Nicolini (P.) (1956), Le Synclinal de la Nyanga (zone de la boucle du Niari). Etude géologique et prospection. Inédit. Archives D.M.G. 135 p., 2 cart., 1 pl.
Oulianoff (1953), Superposition successive des chaînes de montagnes. *Scientia,* déc. 1953, p. 1-5.
Pechuel-Loesche (1876), Loango und die Loangoküste Mittheil des Vereins für Erlkunde. Leipzig, 1876.
Pérébaskine (V.) (1930), Notes manuscrites.
Pérébaskine (V.) (1931), Observations sur la géologie du Gabon. *C. R. Ac. Sc.*, t. 192, p. 433, 16-II-1931.
Pruvost (P.) (1953-1954), Stratigraphie du Précambrien et de l'Infracambrien. Cours rédigé par J. Guffroy. Association corporative des étudiants en sciences.
Ramberg (H.) (1952), The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago.
Ruéfli (W.) (1955), Note sur la pétrographie de quelques roches cristallines et cristallophylliennes de la région de Massissa dans le Système du Mayombe, Moyen-Congo (A.E.F.). Genève.
Rocci (1955), Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Réguibat (Mauritanie du Nord). 2 tomes, 484 p., 44 pl. fig., 27 pl. photos, 10 tableaux analyses, 4 cart. 1/500 000. *Bull.* D.M.G., A.O.F, nº 21, Dakar, 1957.
Roques (M.) (1941), Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. 527 p., 3 pl., 17 fig., 1 carte. Imprimerie Nationale, Paris.
Scanvic (J.-Y.) (1957), Etude pétro-chimique du Granite du Chaillu. *Bull.* nº 8, D.M.G., A.E.F., p. 61-67, 1 diagramme.
Thonnart (P.) (1955), Un poudingue au contact des quartzites et des roches vertes à Matadi. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 78.
Thonnart (P.) (1956), Le Conglomérat de Yélala. Sa contribution à l'étude stratigraphique et tectonique de la région de Matadi. *Bull.* n 6, 4e Dir. gén. Serv. géol. Congo belge, 8 p., 1 coupe géol.
Thonnart (P.) et Bertossa (A.), Etude géologique de la région Matadi-Inga-Monolithe. *Bull.* nº 7, fasc. 5, Serv. géol. Congo belge, 4e Dir. gén., 12 p., 1 carte en couleurs au 1/100 000.
Tkatchenko (P.) (1947), Etude du Conglomérat métamorphique aurifère du Mayombe (Moyen-Congo). *Rapp.* inédit de la Soc. Min. du Mayombe, 6 p., 2 fig.
Wegmann (E.) (1947), Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *C. R. Soc. géol. de Finlande*, nº XX, p. 223-231, Helsinki.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Coupe n° 1	Coupe de Mayoumba à Makongonio	26
Coupe n° 2	Coupe à travers les Monts Kouboula	42
Planche I	Système du Prémayombe	58
Planche II	Système du Prémayombe — Groupe de la Dounvou	78
Planche III	Système du Prémayombe — Groupe plutonique de la N'Douna	79
Planche IV	Système du Prémayombe — Microgranites potassiques des Likassa	84
Planche V	Système du Prémayombe — Granite de Tongondo	85
Planche VI	Système du Prémayombe — Saussuritisation des plagioclases	92
Planche VII	Système du Prémayombe — Série de la Loukoula	114
Planche VIII	Groupe plutonique des Monts Doudou	124
Planche IX	Groupe des Monts Doudou	126
Planche X	Groupe plutonique des Monts Doudou — Massif des Eschiras	127
Planche XI	Groupe plutonique du Mayombe septentrional	156
Planche XII	Groupe du Mayombe septentrional	158
Planche XIII	Groupe plutonique du Mayombe septentrional — Pseudomorphose hypersthène en diopside	159
Planche XIV	Groupe du Mayombe septentrional — Processus d'évolution des ferromagnésiens : hypersthène à biotite	160
Planche XV	Bordure occidentale du Massif du Chaillu	176
Planche XVI	Système des Monts Bamba	188
Planche XVII	Système du Congo occidental	208
Planche XVIII	Système du Congo occidental — Série Schisto-calcaire	228
Figure 1	Coupe schématique à travers la chaîne du Mayombe	100
Figure 2	Précambrien du Bouclier canadien	102

Figure 3	Répartition des faciès détritiques et pélitiques dans la série de la Loukoula	108
Figure 4	Bloc diagramme schématique des relations tectoniques entre le Prémayombien et le Mayombien	133
Figure 5	Répartition des faciès détritiques et pélitiques dans la série de la Banza	187
Diagramme 1	Diagramme KCN — Roches prémayombiennes	286
Diagramme 2	Diagramme KCN — Groupe des Monts Doudou	292
Diagramme 3	Diagramme KCN — Groupe du Mayombe septentrional	296
Diagramme 4	Diagramme KCN — Bordure occidentale du Massif du Chaillu .	300
Diagramme 5	Diagramme ACF	306

TABLE DES MATIÈRES

pages

Introduction

I. Les Grands traits géographiques 13
II. Travaux antérieurs 17

PREMIÈRE PARTIE

ESQUISSES GÉOMÉTRIQUES 21
Introduction 23

CHAPITRE I

Coupe géologique de Mayoumba à Makongonio 25

CHAPITRE II

Coupe géologique des Monts Kouboula 42

CHAPITRE III

Les Grands ensembles géologiques 50

DEUXIÈME PARTIE

LE SYSTÈME DU PRÉMAYOMBE 53
Introduction 55

CHAPITRE I

La Série de la Doussa 57

CHAPITRE II

La Série des Monts Kouboula 61

CHAPITRE III

La Série de la Douigni 65

CHAPITRE IV

Généralités sur le plutonisme, la métasomatose et la rétromorphose 72

CHAPITRE V

Le groupe prémayombien de la Dounvou 75

CHAPITRE VI

Groupe des granites albitisés de la N'Douna 78

CHAPITRE VII

Les roches plutoniques intrusives prémayombiennes 82

CHAPITRE VIII

La métasomatose albitique prémayombienne 86

CHAPITRE IX

Les phénomènes plutoniques prémayombiens 88

CHAPITRE X

Rétromorphose dans les roches prémayombiennes 92

CHAPITRE XI

Tectonique prémayombienne 96

CHAPITRE XII

Relations avec les régions voisines 98

TROISIÈME PARTIE

LE SYSTÈME DU MAYOMBE 103

Introduction 105

CHAPITRE I

Stratigraphie et description de la Série de la Loukoula 107

CHAPITRE II

Description pétrographique de la Série de la Loukoula 113

CHAPITRE III

Description de la Série de Sounda 118

CHAPITRE IV

Métasomatose sodique mayombienne 120

CHAPITRE V

Le Groupe des Monts Doudou 122

CHAPITRE VI

Tectonique mayombienne 130

CHAPITRE VII

Relations entre la sédimentation mayombienne, la structure de la chaîne prémayombienne et la structure de la chaîne mayombienne 132

CHAPITRE VIII

Relations avec les régions voisines 135

QUATRIÈME PARTIE

COMPLEXE CRISTALLOPHYLLIEN DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL 139

Introduction 141

CHAPITRE I

Descriptions des groupes cristallophylliens 143

a) Groupe des chloritoschistes 143
b) Groupe des micaschistes 144
c) Groupe des gneiss à plagioclases acides 146
d) Groupe des gneiss à plagioclases basiques 148

CHAPITRE II

MIGMATITES ET PLUTONITES HYBRIDES DU MAYOMBE SEPTENTRIONAL 151

1. Migmatites albitiques dans le Groupe des Chloritoschistes 151
2. Migmatites dérivées du Groupe des Micaschistes 152
3. Migmatites dérivées du Groupe des Gneiss acides 153
4. Plutonites hybrides dérivées des gneiss acides et des micaschistes 155
5. Migmatites dérivées du Groupe des Gneiss basiques 158
6. Plutonites hybrides dérivées du Groupe des gneiss basiques 160

CHAPITRE III

Les granites et les diorites du Mayombe Septentrional 163

CHAPITRE IV

Tectonique 166

CHAPITRE V

Relations avec les régions voisines 167

CINQUIÈME PARTIE

BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF DU CHAILLU 173

Introduction 175

CHAPITRE I

Description des diorites quartzifères 176

CHAPITRE II

Description des granites hybrides et des migmatites hétérogènes 178

SIXIÈME PARTIE

SYSTÈME DES MONTS BAMBA DANS LE MAYOMBE GABONAIS ET SÉRIE DE L'OANO SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF DU CHAILLU 181

Introduction 183

CHAPITRE I

Caractères généraux du Système du Monts Bamba 185

CHAPITRE II

Stratigraphie et description de la Série de la Banza 186

CHAPITRE III

Stratigraphie et description de la Série du M'Beïa 193

CHAPITRE IV

Tectonique 197

CHAPITRE V

Relations avec les régions voisines 198

CHAPITRE VI

Série de l'Oano 201

SEPTIÈME PARTIE

SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL DANS LE SYNCLINAL DE LA NYANGA 203

Introduction 205

CHAPITRE I

Série glaciaire du Bamba 207

CHAPITRE II

Série de la Louila (flanc occidental du Synclinal) 210

CHAPITRE III

Série de la Bouenza (flanc oriental du Synclinal) 215

CHAPITRE IV

Série glaciaire du Niari 219

CHAPITRE V

Série schisto-calcaire 223

CHAPITRE VI

Séries schisto-gréseuses dans le Synclinal de la Nyanga 242

HUITIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE PRÉCAMBRIEN DU GABON OCCIDENTAL ET RÉGIONS LIMITROPHES 251

Introduction 253

CHAPITRE I

Histoire géologique 254

CHAPITRE II

Le Complexe du Mayombe septentrional 262

CHAPITRE III

Métamorphisme et rétromorphose, métasomatose et plutonisme 265

CHAPITRE IV

Caractères généraux de la tectonique des différents systèmes et relations tectoniques d'une orogénèse à l'autre 273

NEUVIÈME PARTIE

Etude chimique des roches précambriennes migmatitiques et plutoniques de la chaîne du Mayombe et de la bordure occidentale du Massif du Chaillu 279

CHAPITRE I

Etude chimique des roches prémayombiennes dans le Système du Prémayombe .. 283

CHAPITRE II

Etude chimique des roches prémayombiennes réactivées dans le cycle orogénique mayombien 290

CHAPITRE III

Etude chimique des roches plutoniques et migmatitiques du Groupe du Mayombe septentrional 294

CHAPITRE IV

Etude chimique des roches de la Bordure occidentale du Massif du Chaillu 299

CHAPITRE V

Etude chimique de quelques roches amphiboliques de la chaîne du Mayombe 304

Bibliographie 308

IMP. LOUIS-JEAN – GAP

FRANCE

Dépôt légal n° 210 – 1959

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté :

LES GISEMENTS ET INDICES DE FER EN AFRIQUE ÉQUATORIALE FRANÇAISE

Vu et approuvé :
Clermont-Ferrand, le 31 mars 1958
Le Doyen de la Faculté des Sciences,
H. DELANGE

N° 1276/1
Vu et permis d'imprimer,
Clermont-Ferrand, le 8 avril 1958
Le Recteur de l'Académie de Clermont-Ferrand,
Pour le Recteur :
le Vice-Président du Conseil de l'Université délégué,
CLATINET

Imprimerie Louis-Jean
GAP (HAUTES-ALPES)
FRANCE